This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

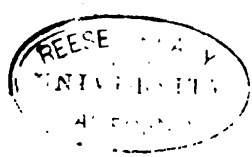
BERKELEY
LIBRARY
UNIVERSITY OF
CALIFORNIA

EARTH
SCIENCES
LIBRARY

REESE LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF CALIFORNIA.

Received Dec. 1887

Accessions No. 35875 Shelf No.


REESE

Mikroskopische

Physiographie

der

Mineralien und Gesteine.

Ein Hülfsbuch

bei mikroskopischen Gesteinsstudien

von

H. Rosenbusch.

Band II.

Massige Gesteine.

Zweite gänzlich umgearbeitete Auflage.

Mit 6 Tafeln in Photographiedruck.

Stuttgart.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch).
1887.

Mikroskopische

Physiographie

der

Massigen Gesteine

von

H. Rosenbusch.

Zweite gänzlich umgearbeitete Auflage.

Mit 6 Tafeln in Photographiedruck.

Stuttgart.
E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Koch).
1887.

35875

K. Hofbuchdruckerei Zu Guttenberg (Carl Grüninger) in Stuttgart.

QE434
R6
1885
v. 2

EARTH
SCIENCES
LIBRARY

Vorwort zur ersten Auflage.

Als ich im Jahre 1873 meine „Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien" herausgab, wurde ich von einigen befreundeten Collegen vorwurfsvoll gefragt, warum nicht auch die Gesteine mit in den Kreis der Betrachtungen gezogen seien. Der Grund für dieses Verfahren war ein doppelter. Einmal bildet nach meiner Überzeugung die Mikrographie der Mineralien, wie ich sie in dem genannten Werke darzustellen versucht habe, die naturnothwendige Vorbereitung für die Mikrographie der Gesteine und verdiente als solche eine in abgeschlossener Form vollkommen selbständige Behandlung; — andererseits glaubte ich annehmen zu dürfen, dass die mikroskopischen Untersuchungen über Gesteine, seien es fremde oder eigene, noch nicht auf hinreichend breiter Basis ausgeführt seien, um eine zusammenfassende Darstellung mit Aussicht auf Erfolg und allgemeinen Nutzen zu gestatten. Mittlerweile hat sich nun das Material, gutes und schlechtes, derart gehäuft und meine eigenen Erfahrungen haben sich soweit gemehrt, dass ich wohl hoffen darf, diese „Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine" werde für die Fachgenossen und zumal für die Studirenden der Petrographie nicht ganz ohne Nutzen sein. — Ob mich diese Hoffnung trügt, oder ob sie berechtigt ist, darüber erwarte ich den Urtheilsspruch einer sachgemässen Kritik.

Dem aufmerksamen Leser werde ich nicht die Versicherung zu geben brauchen, dass dieses Buch kein compilatorisches ist; davon wird man sich beim Durchlesen eines jeden Kapitels überzeugen können. Neben den eigenen Untersuchungen sind selbstverständlich auch die fremden ausgiebigst, aber, wie ich wohl sagen darf, nicht ohne wiederholte Prüfung und nicht ohne die nothwendige Kritik benutzt worden. Wenn ich mich nicht allenthalben den Anschauungen meiner Vorgänger anschliessen konnte, so hoffe ich doch meine ab-

weichenden Ansichten objectiv und ohne jede unbillige Verringerung fremden Verdienstes vorgetragen zu haben. Nichts lag mir ferner, als verletzend und absprechend sein zu wollen. Sollte dennoch ein und der andere Ausdruck herbe erscheinen, so wolle man nicht vergessen, dass gerade in der mikroskopischen Literatur petrographischen Inhalts sich stellenweise ein unfähiger Dilettantismus derart breit macht, dass eine unmuthige Zurückweisung ebenso gerechtfertigt erscheinen musste, wie ein stillschweigendes Übergehen oder gar eine schwächliche Nachsicht sachwidrig und ungerecht gewesen wäre.

Ob ich in der Gruppirung der Gesteine und der ganzen Behandlung des Stoffes den richtigen Weg eingeschlagen habe, darüber werden die Meinungen wahrscheinlich weit auseinander gehen. Gegen einige naheliegende Einwürfe möge es gestattet sein, mich schon hier zu vertheidigen. — Von in's Einzelne gehenden Beschreibungen, soweit sie nicht zum Verständniss durchaus nothwendig schienen, und von weitläufigen Excerpten fremder Arbeiten sah ich ab, weil es weder in meiner Absicht lag, die eigene Anschauung des Lesers, noch die fremden Special-Arbeiten entbehrlich zu machen. — Meinen Wünschen hätte es entsprochen, wenn die geologischen und chemischen Beziehungen der einzelnen Gesteinsfamilien eine hervorragende Berücksichtigung hätten finden können; aber das lag ausserhalb der Zwecke dieses Buches. Überdies will es mir scheinen, als sei die Zeit für eine derartige allseitige Darstellung noch nicht gekommen. Augenblicklich befinden wir uns in den ersten Frühlingstagen petrographischer Wissenschaft; erst wenn wir einen heissen arbeitsvollen Sommer werden durchlebt haben, wird man an eine Ernte denken können. Dieses jugendliche Entwickelungsstadium wird man auch dem vorliegenden Buche auf jeder Seite anmerken. Wenn es dennoch schon jetzt geschrieben wurde, so leitete mich dabei der Wunsch, den jüngeren Forschern die Übersicht über das massenhafte Material zu erleichtern und die nach meiner Meinung maassgebenden Ideen und wichtigen Gesichtspunkte aus dem Chaos der richtig erkannten Thatsachen und irrigen Behauptungen klar und scharf hervorzuheben. — Ein allgemeines Kapitel über die structurellen Verhältnisse der Gesteine wurde nicht der speciellen Behandlung vorausgeschickt, weil bei der Mannichfaltigkeit gerade dieser Dinge dadurch zahllose Wiederholungen nothwendig geworden wären. Ausserdem schien es mir pädagogisch richtiger, derartige Besprechungen je an den concreten Fall anzuknüpfen.

Für eine systematische Behandlung der geschichteten Gesteine, zumal der krystallinen Schiefer, dürfte die Zeit noch lange nicht gekommen sein. So weit meine Erfahrungen anf diesem Gebiete reichen, liegt hier eine solche Fülle ungehobener Schätze vor, dass es noch langer rastloser Schürfarbeiten bedürfen wird, ehe man an die Poch- und Hüttenthätigkeit denken kann.

Dass ich am Schlusse dieses Bandes wiederum eine alphabetische Übersicht der gesammten mikro-mineralogischen und mikro-petrographischen Literatur bis auf den heutigen Tag, soweit sie mir bekannt geworden ist, angefügt habe, dürfte den meisten Lesern nicht unwillkommen sein.

Allen den Freunden und Gönnern von nahe und fern, die mich bei dieser Arbeit mit Material und Notizen wohlwollend unterstützt haben, sei auch hier nochmals von Herzen gedankt.

Einige Druckfehler, die mir bei der Correctur entgangen sind, sind am Schlusse vermerkt worden; man wolle sie freundlich entschuldigen.

Strassburg im Elsass, im Juli 1877.

H. Rosenbusch.

Vorwort zur zweiten Auflage.

Die Gesteinsmassen der festen Erdrinde sind die Documente, in denen die Geschichte unseres Planeten in eigentlichster Lapidarschrift niedergeschrieben wurde. Die Petrographie lehrt uns diese Documente entziffern. Sie ist die Diplomatik, die Urkundenlehre der Erdgeschichte und somit im wahrsten Sinne des Wortes eine historische, nicht eine lediglich beschreibende Wissenschaft. — Hierin liegt es bedingt, dass eine natürliche Systematik der Gesteine historisch, d. h. genetisch sein muss. Die Erkenntniss dieses Verhältnisses machte die neue Auflage dieses Buches zu einer Neubearbeitung. Der Zweck derselben wird erreicht sein, wenn es mir gelungen ist, dieser Grundanschauung eine allgemeinere Anerkennung zu verschaffen und darzuthun, dass die Gesteinsstructur das sicherste und ausgiebigste Mittel zum Aufbau eines natürlichen Systems der Gesteine an die Hand giebt. Sollte dieses möglich werden, so musste die Gesteinsstructur in den Vordergrund der Behandlung treten und die Verwendbarkeit derselben zum Zweck der Deutung der genetischen und historischen Momente der Hauptklassen der Massengesteine nachgewiesen werden.

Es lag nahe und hätte meiner persönlichen Neigung entsprochen, in diesem Sinne noch einen Schritt weiter zu gehen, und das Bedingtsein der Structur nicht nur von den geologischen Haupterscheinungsformen der Massengesteine zu betonen, sondern die feineren Structurmodificationen gleichfalls in ihrer geologischen Bedeutsamkeit zu zeigen, Kern- und Randstructurformen der Tiefen- und Ergussgesteine, Intrusivstructurformen u. s. w. schärfer hervortreten zu lassen. Die Erwägung der Gefahr, hierbei über das

Ziel hinauszuschiessen, liess von diesem Versuche im jetzigen Zeitpunkt absehen. Dem kundigen und denkenden Leser wird mancher Wink nach dieser Richtung zwischen den Zeilen begegnen.

Der Wunsch nach Thunlichkeit den sicheren Boden der Erfahrung unter den Füssen zu behalten und nicht durch allzukühn gezogene Consequenzen und tiefeinschneidende Neuerungen den Widerspruch herauszufordern, vielleicht auch halbunbewusste Abhängigkeit von eingewurzelten Vorurtheilen und der den höheren Lebensjahren natürliche Zug ängstlicher Vorsicht, sowie das Bescheiden der eigenen unzulänglichen Kenntniss gegenüber der auf reichere Erfahrungen gegründeten Ansicht sachkundiger Fachgenossen — möge manche auffällige Inconsequenz in der Anordnung des Stoffes erklären und womöglich entschuldigen. Ich rechne hierher die systematische Stellung der Diabase und gewisser Dioritporphyrite, die beibehaltene Selbständigkeit der Peridotite und ihrer Ergussformen, die verschiedene Behandlung der Augitporphyrite und Augitandesite, der Liparite und Nevadite, und Ähnliches. — Die im Text zumeist eingefügte Motivirung solcher bewusster Inconsequenzen möge freundliche Beachtung finden und man wolle bei der Beurtheilung derselben nicht vergessen, dass absolute Folgerichtigkeit ebenso leicht in einem künstlichen, wie schwer in einem natürlichen System ist. — Keratophyre und Pantellerite konnte ich zu spät an reichlichem Material studiren, um sie eingehender und an gebührender Stelle zu schildern.

Die kleine Gruppe der Ganggesteine wird manchem Forscher zu scharf getrennt erscheinen von den Tiefengesteinen. Die Trennung ist jedoch mehr eine räumliche in dem Buche, als eine sachliche im System. Je weiter ich in der Erkenntniss dieser eigenthümlichen Felsarten vorschreite, um so mehr drängt sich mir die Überzeugung auf, dass die einzelnen Gruppen derselben stofflich abhängig sind und bedingt durch gewisse Tiefengesteine, wie sie denn auch räumlich an diese gebunden erscheinen. So gehören die Granitporphyre, Syenitporphyre, Dioritporphyrite, Aplite und Lamprophyre in ihren mannichfachsten, zwischen einem recht sauren und einem recht basischen Pol schwankenden Formen in die Gefolgschaft der Granite und Diorite. Ebenso haben wir eine analoge Reihe von Elaeolithsyenitporphyren, gewissen Camptoniten, Akmittrachyten (sie sollten einen eigenen Namen haben, um sie von den Ergusstrachyten zu unterscheiden), Tinguaiten, Tephriten u. s. w. bis herab zu den Alnöiten und gewissen Limburgiten und Augi-

titen, welche ein geologischer Annex der Elaeolithsyenite sind. Ich bin persönlich von dieser Abhängigkeit und Zusammengehörigkeit so fest überzeugt, dass ich aus dem Auftreten dieser Gangformationen an der Oberfläche unbedingt auf das Vorhandensein von Graniten, beziehungsweise Elaeolithsyeniten in der Tiefe schliessen würde, auch wo oberflächlich keine Spur dieser abyssischen Gesteine nachweisbar ist. Wäre es zu vertheidigen gewesen, wenn ich dieser Überzeugung einen systematischen Ausdruck hätte geben wollen? Ich hielt es für besser, diese Verhältnisse nur anzudeuten und der Zukunft die Entscheidung zu überlassen. — Ähnlich verfuhr ich in analogen Fällen, wo ich die eigene Überzeugung nicht glaubte, objectiv beweisen zu können.

Die intellectuelle Fortbildung eines Volkes ist in hohem Grade abhängig von und bedingt durch die Natur und Vollkommenheit der Sprache, die es redet. Einen grossen Theil der geistigen Fortschritte verdanken wir fast ebenso sehr einer Art organischen Entwicklung unserer Sprache, wie einer bewussten Thätigkeit der Einzelindividuen. Ganz ebenso ist der Fortschritt einer Wissenschaft in hohem Grade abhängig von ihrer Terminologie. Ist diese unklar und verwirrt, so liegt darin ein Hemmniss, welches man allzusehr unterschätzt. Je deutlicher die Nomenclatur, je präciser die Definitionen, desto leichter wird die Entwicklung neuer Begriffs- und Gedankenfolgen, desto klarer die Einsicht in ursächliche Beziehungen. Die öffentliche Meinung scheint nun in der Petrographie der Schaffung neuer Bezeichnungen abgeneigt zu sein. Ich habe früher diese Abneigung getheilt, bin aber heute der ganz entgegengesetzten Ansicht. Unsere petrographische Sprache ist recht arm und confus, und verhindert oft in geradezu betrübender Weise die Klarheit und Kürze des Ausdrucks und damit die Deutlichkeit und Schärfe des Verständnisses. Jetzt am Schlusse meiner Arbeit bedaure ich es aufrichtig, dass ich dieser in den petrographischen Kreisen vorhandenen, oder vielleicht nur vorausgesetzten Abneigung gegen die Einführung neuer Bezeichnungen allzusehr Rechnung getragen habe. Es ist mir eine grosse Freude gewesen, durch den Verkehr mit einem der berufensten Fachgenossen, meinem verehrten Freunde Prof. Brögger, darüber belehrt worden zu sein, dass ich mit meiner Auffassung der petrographischen Terminologie nicht ganz allein stehe. Wer einen neuen Begriff findet oder aufstellt, hat nicht nur das gute Recht, sondern auch die Pflicht, einen Ausdruck für denselben zu schaffen. Unberechtigt scheint mir nur

die Einführung neuer Bezeichnungen ohne die Grundlage eines neuen Begriffs und das oppositionelle Nörgeln an Bezeichnungen, die man nicht selbst geschaffen hat.

Möge auch hier, wie in vorher erwähnten und anderen Punkten, die vielleicht allzu zaghafte Rücksicht auf das Bestehende dem glücklichen Gedeihen des Werdenden keinen Eintrag thun!

Von einer Darlegung meines persönlichen Standpunktes gegenüber der Frage der Trennung oder Vereinigung der palaeo- und neovulkanischen Ergussgesteine an dieser Stelle und im jetzigen Zeitpunkte möchte ich Abstand nehmen.

Dem aufmerksamen Leser wird es nicht entgehen, dass bei der Darstellung der neovulkanischen Gesteine viel Detail sichtbar geblieben ist, während von den Tiefengesteinen mehr ein einheitliches Gesammtbild gegeben wurde. Dieses Verfahren trägt z. Th. leicht absehbaren praktischen Bedürfnissen Rechnung, ist aber andererseits auch z. Th. die Folge davon, dass man bei einem Neubau das Gerüst nicht abbricht, bevor das Haus fertig ist.

Ich habe geglaubt, zu Häupten jedes Kapitels die mir bekannt gewordene Literatur angeben zu sollen. Vielleicht ist darin zu viel geschehen. Eine Auswahl wäre schwer zu treffen gewesen; so lag die Frage zwischen Alles oder Nichts. Ich zog Ersteres vor. Dass die jedem Petrographen unentbehrlichen Sammelwerke von Cossa, Fouqué und Michel-Lévy, Gümbel, Justus Roth und Zirkel nicht angeführt wurden, erklärt sich wohl von selbst.

Die Abbildungen einiger wichtiger Structurverhältnisse, der Nachtrag zum Literatur-Nachweis des ersten Bandes dieses Buchs, und das Ortsregister am Schluss dieses Bandes dürften nicht unwillkommene Beigaben sein. Leider sind die Tafeln z. Th. nicht so gut gerathen, wie ich gewünscht hätte und wie die Originalphotographien versprachen. — Die Hauptarbeit bei Aufstellung des Ortsregisters hat Herr Dr. H. B. Patton freundlich übernommen. Die im Text gegebenen Fundortsregister der sächsischen, thüringischen, böhmischen u. s. w. Leucit- und Nephelingesteine wurden nicht wiederholt. Ungarn und Siebenbürgen wurden als Ung. zusammengefasst. Die Abkürzungen bedürfen sonst keiner Erklärung.

Für die materielle Förderung, welche mir von zahlreichen Freunden und Fachgenossen, sowie von Anstalten und Regierungen durch Zusendung wichtiger Gesteine und Präparate geworden ist, spreche ich auch an dieser Stelle meinen wärmsten Dank aus.

Was ich an Anregung und geistiger Förderung durch die Schriften aller Mitstrebenden und besonders auch durch den Briefwechsel und persönlichen Verkehr mit näher befreundeten Fachgenossen gewonnen habe, entzieht sich der Aussprache, bleibt aber desto lebendiger in der Erinnerung.

Heidelberg, Anfang November 1887.

H. Rosenbusch.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	1— 7
Tiefengesteine	8—276
Familie der granitischen Gesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification, Faciesbildungen, Structurformen, Metamorphosen	12— 60
Familie der syenitischen Gesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification, Structurformen, Contactphänomene	61— 77
Familie der Elaeolithsyenite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification, Structurformen, Metamorphosen	78— 97
Familie der Dioritgesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification, Structurformen, Metamorphosen	98—128
Familie der Gabbro-Gesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification, Structurformen, Metamorphosen	129—165
Familie der Diabase, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structurformen, Classification, Metamorphosen, Tuffe	166—246
Familie der Theralite	247—254
Familie der Peridotite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung und Classification, Pikrit, Amphibolpikrit, Wehrlit, Harzburgit, Lherzolith, Dunit	255—276
Ganggesteine	277—337
Gruppe der granitischen Ganggesteine	279—282
Gruppe der granitporphyrischen Ganggesteine, Literatur, Familie der Granitporphyre, Familie der Syenitporphyre, Familie der Elaeolithsyenitporphyre, Familie der Dioritporphyrite	283—304
Gruppe der lamprophyrischen Ganggesteine, Literatur, Familie der syenitischen Lamprophyre, Familie der dioritischen Lamprophyre	305—337
Ergussgesteine	338—821
Die palaeovulkanischen Ergussgesteine	347—521
Familie der Quarzporphyre, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification und Structur, Metamorphosen an und in den Quarzporphyren, Tuffe	349—425

Seite

Familie der quarzfreien Porphyre und Keratophyre, Literatur, mineralogische Zusammensetzung und Structur, Metamorphosen, Tuffe . . . . . 426—443
Familie der Porphyrite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification und Structur, Tuffe . . . . . 444—480
Familie der Augitporphyrite und Melaphyre, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification und Structur 481—516
Familie der Pikritporphyrite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung und Structur . . . . . 517—519
Rückblick auf die palaeovulkanischen Ergussgesteine . . . 520—521
Die neovulkanischen Ergussgesteine . . . . . 522—821
Familie der Liparite und Pantellerite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification und Structurformen, Tuffe . . . . . 525—571
Familie der Trachyte und quarzfreien Pantellerite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification und Structurformen, Tuffe . . . . . 572—604
Familie der phonolithischen Gesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification und Structur, Tuffe 605—632
Familie der Dacite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structur und Classification . . . . . 633—644
Familie der Andesite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Classification und Structur . . . . . 645—693
Familie der Basalte, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structur und Classification, Contactwirkungen, Tuffe 694—750
Familie der Tephrite und Basanite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structurformen und Classification 751—769
Familie der Leucitgesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structur und Classification, Contactwirkung, Tuffe 770—778
Familie der Nephelingesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structur und Classification, Contactwirkungen, Tuffe . . . . . 779—803
Familie der Melilithgesteine, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structur und Verbreitung, Tuffe . . . . . 804—810
Familie der Limburgite und Augitite, Literatur, mineralogische Zusammensetzung, Structur und Verbreitung . . . 811—821
Vulkanische Aschen und Sande . . . . . 822—826
Nachtrag zum Literaturnachweis in Bd. I . . . . . 827—843
Sachregister . . . . . 844—854
Ortsregister . . . . . 855—875
Erklärung der Tafel I—VI . . . . . 876—877

Berichtigungen und Anmerkungen.

S. 56. Z. 1 u. 2 v. u. Herr LOSSEN macht mich darauf aufmerksam, dass er früher und unabhängig von ALLPORT die Umwandlungsphänomene an den Diabasen im Granitcontact beobachtete. Man vergl. Z. D. G. G. 1869. XXII. 298. u. 1875. XXVII. 451.

S. 269. Anmerkung. Herr WADSWORTH schreibt mir Aug. 15th 1887. „The term Saxonite was proposed by me to apply to all rocks composed essentially of enstatite and olivine. I named it in honour of the country of Saxony, in which were located four localities described by DATHE. Well knowing the usual fate of names I purposely avoided chosing the name dependent on any locality or specimen, anticipating and intentionally avoiding the very mistake that you understand I made. Therefore it seems to me your objection does not properly lie against Saxonite. I had made out the occurrence of the mineralogical union of olivine and enstatite by my own microscopic studies and upon specimens of utterly different localities than those given by Dr. DATHE. Further there were described in my Litholog. Stud. specimens with five figures from twenty three different localities of Saxonite; so to render the term void, it seems to me that it should be shown that all those descriptions were erroneous and that no such union as olivine and enstatite exists. I chose the term Saxonite from a long series of suggested terms, because it seemed to be the shortest, best and most euphonious; and with a hope that it would not be ungrateful to my German brethren. I most emphatically did not name the rock after DATHE's Russdorf specimen or give the name on account of his work. In fact when the Lithol. Stud. were passing through the press, I saw Dr. DATHE's correction to which you refer, and supposed I had inserted a foot note calling attention to it, but on search it seems to have been accidentally omitted. I most certainly did not give the name Saxonite as you state I did. It certainly seems to me that my name Saxonite by priority, usage and right is entitled to stand and I trust that you will feel willing to favor me by taking the steps to reinstate it."

Da ich mich der Argumentation des Herrn WADSWORTH nicht ganz anschliessen kann, vermag ich seinen Wunsch nur durch Abdruck obiger Sätze zu erfüllen.

S. 541. Nach der im Literatur-Nachtrag angeführten Arbeit von J. FR. WILLIAMS muss ich annehmen, dass die von mir besprochenen quarzhaltigen Trachyte vom Monte Amiata nicht von dort, sondern von einer andern italienischen Localität stammen. Ich hoffe den richtigen Fundort mit der freundlichen Hülfe des Herrn Prof. C. DE STEFANI ausfindig machen zu können.

S. 724. Z. 12 v. o. Leisel liegt im Fürstenthum Birkenfeld und das Gestein gehört wohl zu den Melaphyren.

REESE LIBRARY
UNIVERSITY
CALIFORNIA.

Einleitung.

Die mikroskopische Physiographie der Gesteine stellt sich die Aufgabe, die mineralogische Zusammensetzung derselben aus gewissen wesentlichen und mehr accessorischen Gemengtheilen, die bald einer bestimmten Mineralspecies angehören, bald eine theilweise oder ganz structurlose, nicht oder doch nicht nachweisbar nach stöchiometrischen Proportionen chemisch struirte Substanz darstellen, anzugeben und die Art und Weise, nach welcher diese verschiedenen Gemengtheile oder Gesteinselemente sich zum Gesteinskörper selbst verbinden, zur Anschauung zu bringen. Sie setzt dabei die allgemeine Petrographie bis zu einem gewissen Grade, die Geologie und die mikroskopische Physiographie der Mineralien vollständig voraus.

Die vorliegende Schrift beschäftigt sich nicht mit der Gesammtheit aller Gesteine, sondern nur mit einem Theile derselben. Da ein Gestein nicht ein mineralogischer, sondern, wie das zumal Lossen mit Recht nachdrücklich hervorgehoben hat, ein geologischer Begriff, nicht lediglich ein Mineralaggregat, sondern in erster Linie ein geologischer Körper ist, so muss man sämmtliche Felsarten zuerst nach der Stellung ins Auge fassen, welche sie in dem Aufbau der festen Erdrinde einnehmen. Nicht jedem beliebigen Raumtheile unserer Erdrinde kommt die Würde eines Gesteins zu. Nur diejenigen anorganischen Massen, die eine selbständige Existenz führen und als integrirende Glieder der Erdrinde anzusehen sind, nicht aber jene meistens auch der Quantität nach unbedeutenden Mineralaggregate, die nur als untergeordnete, mehr oder weniger unwesentliche und zufällige Einlagerungen und Ausscheidungen vorkommen, werden hier als Gesteine aufgefasst. Diese Abgrenzung des Gesteins als eines integrirenden Theiles des geologischen

Gesammtraumes involvirt, dass einem Gesteine in seiner äusseren Erscheinung und seinen Verhältnissen zu anderen Gesteinen eine gewisse Gesetzmässigkeit inne wohnen muss, dass dasselbe als Schicht, Gang, Stock u. s. w. sich darstellt. Nach dieser Art der geologischen Raumerfüllung trennt man die Gesammtheit aller Gesteine in zwei grosse Abtheilungen. Die einen, die geschichteten Gesteine, tragen in der Modalität, wie sie als parallele Platten über einander liegen, deutlich den Charakter successiver Ablagerung von in einer Flüssigkeit mechanisch suspendirten oder chemisch gelösten Substanzen. Die anderen charakterisiren sich umgekehrt durch ihre Formen, ihre durchgreifenden Lagerungsverhältnisse als das Resultat eines, mehr oder weniger plötzlichen und abnormen, eruptiven Actes. Im Gegensatz zu den Schichten stellen sie einheitliche Massen dar und heissen daher massige oder eruptive Gesteine.

Bis zu einem gewissen Grade stehen die Tuffe und die lockeren Auswurfmassen unserer heutigen oder früheren Vulkane in der Mitte zwischen den geschichteten und den massigen Gesteinen. Mit den ersteren haben sie z. Th. die Art ihrer heutigen räumlichen Erscheinung, mit den letzteren z. Th. nachweislich, z. Th. sehr wahrscheinlich die Herkunft gemein.

In diesem Buche ist der Versuch gemacht worden, eine mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine und des losen Auswurfsmaterials der Vulkane, sowie derjenigen Tuffe zu geben, welche nachweislich oder wahrscheinlich ursprünglich ein loses Auswurfsmaterial darstellten. Da die massigen Gesteine in manchen Fällen den mineralogischen Bestand und die Structur der mit ihnen in Berührung stehenden geschichteten Glieder der Erdrinde oder anderer massiger Gesteine modificirt haben, so scheint es räthlich, auch diese Erscheinungen, welche man als Phänomene der Contactmetamorphose bezeichnet, zu berücksichtigen.

Die Übersichtlichkeit der Darstellung verlangt es, die nach geologischer Erscheinungsform, nach Alter, nach Structur und mineralogischem, wie chemischem Bestande überaus mannichfachen Eruptivmassen gruppenweise zu vereinigen und zu ordnen. Eine solche, nach bestimmten Principien durchgeführte Anordnung heisst ein petrographisches System der Eruptivgesteine*. Ein solches System würde um so natürlicher, d. h. um so vollkommener

* cf. H. A. Lossen, Über die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1883. Berlin. 1884.

sein, je gleichmässiger es allen den oben genannten Beziehungen gerecht würde; dasselbe würde schlechthin als ein natürliches System zu bezeichnen sein, wenn in demselben der causale Verband der obigen Eigenschaftsgruppen, soweit ein solcher thatsächlich vorhanden ist, einen adäquaten Ausdruck fände. Die Anschauungen darüber, welche von den angegebenen Eigenschaftsgruppen die bestimmende und welche die bedingten seien, haben sich während der Entwicklung der petrographischen Wissenschaft mehrfach geändert und sind zu derselben Zeit verschieden gewesen bei verschiedenen ihrer Lehrer.

Das ungeheure Material von Beobachtungen, welches die fleissige Arbeit zahlreicher Forscher in den letzten Decennien gesammelt hat, lässt mit grosser Sicherheit erkennen, dass die geologische Erscheinungsform nahezu ausschliesslich bedingend ist für die Structur eines Eruptivgesteins. Eruptivmassen von derselben chemischen und mineralischen Zusammensetzung besitzen durchaus verschiedene Structur, je nachdem sie in Form von Laven sich über die Erdoberfläche ergossen, oder in tieferen Regionen der festen Erdrinde sich zu Gesteinen entwickelten. Es ist jedoch selbstverständlich nicht eigentlich die mathematische Form des Gesteinsraums, sondern es sind vielmehr die hierdurch und durch die örtliche Lage (der Tiefe nach) desselben bedingten Temperatur- und Druckverhältnisse während der Gesteinsbildung, welche eine bestimmte Structur nothwendig machen. Dies ergiebt sich zweifellos aus der Thatsache, dass wir an der Peripherie von Tiefengesteinen gelegentlich die für Ergussgesteine charakteristischen Structureigenthümlichkeiten finden, während umgekehrt in dem centralen Theile effusiver Gesteine nicht selten die Structur der Tiefengesteine herrscht.

Eine Abhängigkeit des chemischen und mineralogischen Bestandes eines Eruptivgesteins von seiner geologischen Erscheinungsform scheint in voller Strenge und Allgemeinheit nicht zu bestehen. Dass aber derlei gesetzmässige Beziehungen bis zu einer gewissen Grenze allerdings vorhanden sind, wird man nicht wohl bestreiten können, wenn man z. B. die Thatsache ins Auge fasst, dass in allen Gesteinsreihen von gleicher mineralogischer Zusammensetzung die effusiven vulkanischen Massen stets reicher an Kieselsäure und Alkalien, ärmer an zweiwerthigen Metallen sind, als die intrusiven plutonischen. Ebenso wird man zu der Annahme einer derartigen Bedingtheit durch das Gebundensein gewisser Gemeng-

theile an bestimmte geologische Verhältnisse, sowie durch die beständigen habituellen Unterschiede anderer Componenten je nach der Lagerungsform des Gesteins, dem sie angehören, genöthigt. So findet sich z. B. der Muscovit nur in den plutonischen, nie in den vulkanischen, der Leucit umgekehrt nur in den neovulkanischen Eruptivgesteinen; die rhombischen Pyroxene, theilweise auch die Amphibole, der Quarz und manche andere Mineralien besitzen einen durchaus verschiedenen Habitus in den plutonischen Gesteinen einerseits, in den palaeo- und neovulkanischen Gesteinen andererseits. Überaus bezeichnend für eine ursächliche Beziehung zwischen geologischer Stellung und mineralischem Bestande ist es auch, dass die Associationsgesetze für die gesteinsbildenden Silikate durchaus andere sind in den eruptiven Massen und in den krystallinen Schiefern.

Der chemische Bestand eines Gesteins wirkt zweifellos in erster Linie bedingend ein auf die mineralogische Entwicklung desselben. Wenngleich zur Erkenntniss der Gesetze, welche die chemische Zusammensetzung der Gesteinscomponenten als eine Function derjenigen des Gesteins selbst formuliren, nur die ersten Schritte gethan sind, so ist dennoch die allgemeine Abhängigkeit des mineralogischen von dem chemischen Bestande der Eruptivgebilde derart sicher gestellt, dass wenigstens in den grossen Zügen aus der Bauschanalyse eines Gesteins seine mineralogische Zusammensetzung und umgekehrt aus dieser jene abgeleitet werden kann. Auf die Structur wirkt der chemische Bestand nur insofern ein, als dem Anschein nach gewisse Structurformen der Ergussgesteine (z. B. granophyrische und mikrofelsitische Structur) an eine gewisse Acidität des Gesteins gebunden scheinen.

Man hat dem geologischen Alter der Eruptivgesteine bisher ein höheres bestimmendes Moment für die structurelle und mineralogische Ausbildung dieser zugeschrieben, als demselben in Wirklichkeit zukommt. Die Unabhängigkeit der mineralogischen Zusammensetzung von dem geologischen Alter dürfte heutzutage kaum noch bezweifelt werden; der Einfluss, den letzteres auf die Structur der Eruptivgesteine zu besitzen scheint, erklärt sich mit grosser Wahrscheinlichkeit dadurch, dass gewisse geologische Erscheinungsformen eruptiver Gesteine, welche die Structur bedingen, im Allgemeinen an ein gewisses geologisches Alter gebunden sind. Plutonische Tiefengesteine können nur durch grossartige Denudationen unserer Beobachtung zugänglich werden und diese wieder

UNIV. CALIF.

setzen bestimmte dynamische Processe und eine Erosion voraus, deren Vollzug lange geologische Zeitläufe zur Bedingung hat. Den directen Nachweis für die Unabhängigkeit der Structur von dem geologischen Alter der Eruptivgesteine haben wir in dem Umstande, dass die für sehr alte plutonische Eruptivgesteine charakteristischen Structurformen unter geeigneten Bedingungen auch an palaeo- und neovulkanischen Gesteinen auftreten und umgekehrt. — Es soll jedoch damit natürlich nicht geleugnet werden, dass z. B. effusive Eruptivmassen von oberpalaeozoischem oder untermesozoischem Alter gegenüber ebensolchen von tertiärem oder recentem Alter gewisse ziemlich, wenn auch nicht allgemein verbreitete Structurunterschiede wahrnehmen lassen, die allerdings vielleicht secundär sein dürften. Ebensowenig ist es von vornherein zu verneinen, dass etwa ein oberflächlich ergossenes Eruptivgestein aus einer Periode unserer Erdgeschichte, in welcher unsere Atmosphäre eine viel schwerere, die Temperatur der Erdoberfläche eine allgemein viel höhere war, die Structur eines Intrusivgesteines weit jüngerer geologischer Epochen annehmen könnte.

Aus den angedeuteten Beziehungen zwischen geologischer Erscheinungsform, Structur, chemischem und mineralogischem Bestande, sowie geologischem Alter der Eruptivgesteine ergiebt es sich, dass eine natürliche Systematik derselben in erster Linie die geologische Erscheinungsform, als für Structur und Mineralbestand bestimmend, betonen muss. In zweiter Linie wäre alsdann die chemische und die von ihr wesentlich abhängige mineralogische Zusammensetzung, zuletzt erst das geologische Alter zu berücksichtigen.

Diejenigen Veränderungen in der Structur und der mineralogischen Zusammensetzung eines Eruptivgesteins, welche dasselbe nach seiner Verfestigung durch secundäre Vorgänge, Verwitterung, Zersetzung, Contacteinwirkungen oder geodynamische Processe erfährt, können ein classificatorisches Moment nicht beanspruchen.

Nach ihrer geologischen Erscheinungsform lassen sich bei den eruptiven oder massigen Gesteinen zwei grosse Gruppen unterscheiden. Die einen stiegen aus dem Erdinnern auf Spalten empor und erfüllten, ohne jemals die Erdoberfläche zu erreichen, höhlenartige, unregelmässig gestaltete Räume, oder drangen von den Spalten her auf Schichtfugen und geotektonischen Absonderungsebenen zwischen die Sedimentmassen ein. Derartige Eruptivgesteine bilden also Stöcke, Gänge, intrusive Lager und Lagergänge, sie stehen in keinerlei nothwendiger Beziehung zu Vulkanen

und Krateren und können selbstverständlich niemals von Tuffen (losem Auswurfsmaterial) begleitet werden. Sie mögen plutonische Gesteine oder Tiefengesteine, intrusive Gesteine genannt werden. Die Bildung der unserer Beobachtung zugänglichen plutonischen Gesteine fällt aus oben angedeuteten Gründen naturgemäss zumeist in weiter zurückliegende geologische Epochen. Die Erosion oder gebirgsbildende Vorgänge haben sie erst blossgelegt.

Eine zweite grosse Gruppe von Eruptivgesteinen drang gleichfalls aus dem Erdinnern auf Spalten empor, gelangte jedoch bis zur Erdoberfläche und ergoss sich über diese subaerisch oder submarin, theils direct aus den Spalten hervorquellend, theils aus eigentlichen, über bestimmten Punkten der Spalten aufgebauten Vulkanen. Die geologische Form dieser Eruptivgesteine ist diejenige der Ströme, der Decken und Kuppen; sie werden nicht nothwendig, aber doch überaus häufig von Tuffen begleitet. Wir bezeichnen dieselben allgemein als vulkanische Gesteine, Ergussgesteine oder effusive Gesteine. Soweit dieselben kein allzuhohes geologisches Alter besitzen, ist ihre Beziehung zu Vulkanen oft vollkommen sicher nachweisbar; mit zunehmendem geologischem Alter verwischen sich diese Beziehungen überaus rasch. Die charakteristischen vulkanischen Formen sind eben, geologisch gesprochen, ziemlich ephemere Gebilde und auch die für vulkanische Entstehung so bezeichnenden Tuffe werden leicht durch Denudation entfernt. Es mögen dementsprechend die oft nachweisbar an Vulkane gebundenen effusiven Massen der Tertiär- und Jetztzeit als neovulkanische von den vortertiären Ergussgesteinen als palaeovulkanische getrennt werden.

Selbstverständlich setzt jeder Strom und jede Decke eines effusiven, jeder Stock und jedes Lager eines Intrusivgesteins einen Gesteinsgang voraus — das Ausfüllungsmaterial der Zufuhrkanäle, auf denen die eruptiven Massen aus dem Erdinnern emporstiegen. Somit werden wir die Gangform sowohl bei den plutonischen wie bei den vulkanischen Gesteinen antreffen. Nun aber giebt es eine gewisse Classe von Eruptivgesteinen, die man bis dahin niemals oder doch nur ganz ausnahmsweise in anderer als in Gangform angetroffen hat. Diese mögen als Ganggesteine schlechthin bezeichnet werden. Wir kennen keine Tuffe derselben; dieser Umstand, sowie gewisse Structureigenthümlichkeiten nähern die Ganggesteine den plutonischen. Andererseits finden sich bei denselben gewisse Ausbildungs-

formen, die wir sonst nur an vulkanischen Gesteinen beobachten. Die Ganggesteine haben somit eine Mittelstellung zwischen den beiden grossen Gruppen der plutonischen und vulkanischen Eruptivgesteine.

Eine zufolge geodynamischer Vorgänge aus dem Erdinnern bis zu einer vulkanischen Öffnung empordringende Eruptivmasse wird, wenn wir uns die ganze Reihe der Ausbruchsprocesse bis zum vollständigen Erlöschen abgespielt denken, an der Erdoberfläche vulkanische Gesteine und lose Auswurfsmassen gebildet haben, während sie in geringerer oder grösserer Tiefe Gesteine von plutonischem Habitus geliefert haben muss. Daraus ergiebt sich, dass die Eigenthümlichkeiten des plutonischen und vulkanischen Gesteinstypus nicht nothwendig Functionen des geologischen Alters, in jedem Falle aber Tiefenfunctionen, d. h. Functionen von Druck und Temperatur sein müssen. Die eigenthümlichen Unterschiede dieser beiden Haupteruptivtypen erheben sich damit über die Bedeutung blosser Erfahrungswahrheiten; sie sind bedingt, nothwendig, und müssen also auch erklärlich und ableitbar sein.

Die Anordnung der Eruptivgesteine in diesem Buche ist die folgende:

I. Classe: Tiefengesteine,
II. Classe: Ganggesteine,
III. Classe: Ergussgesteine und ihre Tuffe.

I. Classe: Tiefengesteine.

Literatur.

H. Rosenbusch, Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur bei Massengesteinen. L. J. 1882. II. 1—16.

In der Geschichte eines eruptiven oder massigen Gesteins lassen sich drei Perioden verschiedenartiger Entwicklung unterscheiden. Die erste umfasst den Zeitraum, in welchem die Substanz desselben sich in den tiefsten Räumen der Erdkugel aus einer Metallegirung durch Oxydation und durch Wasseraufnahme zu einer schmelzflüssigen Silikatlösung von hoher Temperatur ausbildete. Die Petrographie hat bis dahin kein Mittel gefunden, von diesem Abschnitt, den wir die Vorgeschichte des Gesteins nennen wollen, durch directe Beobachtung an irdischen Felsarten Kunde zu gewinnen. Aufklärung über die in diesem Zeitraum verlaufenden Processe können wir nur von dem Studium der Meteorite, von dem Experiment und von der chemisch-physikalischen Speculation erwarten. — Die zweite Periode umfasst den Zeitraum der krystallinen Entwicklung des schmelzflüssigen Silikatmagmas innerhalb der Erde und möge daher die intratellurische Periode heissen. — Der dritte und letzte Abschnitt in der Bildung eines Gesteins beginnt mit dem Austritt desselben an die Erdoberfläche und schliesst mit der vollständigen Verfestigung desselben ab. Während dieser Effusionsperiode vollzieht sich wesentlich die Krystallisation, beziehungsweise die Erstarrung der sogenannten Grundmasse. — Auf diese drei Perioden der eigentlichen Gesteinsbildung folgt alsdann endlich die Zeit der mannichfachsten chemischen und dynamischen Umwandlungen, welche wir als die metasomatische Periode benennen wollen.

Wenn wir von den allerjüngsten Laven absehen, so liegen uns alle anderen Eruptivgesteine in einem Zustande mehr oder

weniger vorgeschrittener Metasomatose vor. Aus diesem müssen wir zunächst den normalen Zustand nach abgeschlossener Bildung reconstruiren, und diesen legen wir gemeiniglich der Beschreibung und Definition zu Grunde.

Die geologische Erscheinungsform der Tiefengesteine bedingt es, dass dieselben die dritte Periode einer normalen und vollständigen eruptiven Gesteinsentwicklung übersprungen haben. Die Verfestigung derselben vollzog sich vollständig in den Tiefen der Erde, d. h. unter hohem Drucke und bei hoher Temperatur, vor allen Dingen aber unter physikalischen Verhältnissen, welche der ganzen Natur der Sache nach sich nur langsam und stetig ändern konnten. Der Vorgang ist also im Wesentlichen ähnlich demjenigen der Auskrystallisation einer gemischten Lösung und möglichst verschieden von demjenigen einer durch Wärmeabgabe bedingten raschen Erstarrung. Dem entsprechen die thatsächlich zu beobachtenden Verhältnisse auf das Genaueste. Wir begegnen nirgends amorphen glasigen Substanzen, d. h. nicht zur krystallinen Ausbildung gelangten structurlos erstarrten Resten der Gesteinsmutterlauge, und die Reihenfolge der Mineralausscheidungen erfolgt ausschliesslich nach chemischen Gesetzen. Dabei herrscht im Allgemeinen eine grosse Gleichförmigkeit mit Bezug auf Structur und Mineralbestand durch die ganze Gesteinsmasse hindurch; Ausnahmen hiervon pflegen nur an der Peripherie aufzutreten, wo durch die Berührung mit dem Nebengestein abweichende Ausbildungsbedingungen sich leicht, fast nothwendig geltend machen mussten.

Diejenige Ausbildungsform eines massigen oder eruptiven Gesteins, bei welcher dasselbe aus lauter krystallinen, wenn auch nicht immer krystallographisch begrenzten Mineralindividuen besteht, soll als holokrystalline Ausbildung bezeichnet werden; ihr Gegensatz, die amorphe Ausbildung, würde dann vorhanden sein, wenn der Gesteinskörper in seiner ganzen Ausdehnung aus einem unkrystallinen, structurlosen Erstarrungsproduct eines Schmelzflusses bestünde. Baut sich ein Eruptivgestein aus einem Gemenge krystalliner Mineralindividuen und hyaliner Substanzen auf, so möge, ohne Rücksicht auf die relativen Mengen dieser beiden Bestandmassen, die Ausbildung als eine hypokrystalline bezeichnet werden.

Die Ausbildung der Tiefengesteine ist, von abnorm entwickelten peripherischen Theilen derselben abgesehen, eine holokrystalline. Da nun aber ebenso bei Erguss- und bei Ganggesteinen eine holo-

krystalline Ausbildung in weiter Verbreitung vorkommt, so fragt es sich, wodurch die holokrystalline Structur der Tiefengesteine sich von derselben Ausbildung bei Erguss- und bei Ganggesteinen unterscheide. Man kann die mannichfachen Gemengtheile der Eruptivgesteine in vier Gruppen sondern: 1. die Erze und accessorischen Gemengtheile (Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Apatit, Zirkon, Titanit etc.), 2. die eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Olivin, Glimmer, Amphibole, Pyroxene), 3. die feldspathigen Gemengtheile (eigentliche Feldspathe, Nephelin, Leucit, Melilith, Sodalith, Haüyn), 4. die freie Kieselsäure.

Bei allen Tiefengesteinen erfolgt nun die Entwicklung dieser Gemengtheile so, dass die Bildung eines jeden derselben eine continuirliche, in einem einzigen Zeitabschnitt verlaufende war, der die Krystallisation der anderen Gemengtheile vorherging oder folgte. Es giebt damit — und das ist der wichtigste structurelle Charakter der Tiefengesteine gegenüber den Ergussgesteinen — im Allgemeinen von jedem Gemengtheil nur eine einzige Generation. Die Bildungsperioden der verschiedenen Gemengtheile folgen sich bald so, dass vor vollendeter Ausscheidung des einen Gemengtheils diejenige eines anderen nicht statt hatte, häufiger aber wohl derart, dass der Beginn einer jüngeren Mineralausscheidung einige Zeit vor dem Abschluss der nächst älteren eintrat, dass also, geologisch gesprochen, die Bildungsperioden zweier successiver Gemengtheile sich übergreifend verhalten. Die Gesetze, nach denen die Reihenfolge der Ausscheidungen der verschiedenen Gemengtheilsgruppen sich ordnet, sind bis heute nicht vollständig bekannt. Im Allgemeinen beginnt die Gesteinsverfestigung mit der Krystallisation der Erze und accessorischen Gemengtheile; darauf folgt die Bildung der eisen- und magnesiahaltigen Silikate, dann die der feldspathigen Componenten, endlich diejenige der freien Kieselsäure. Zieht man die bei den Ergussgesteinen auftretenden Verhältnisse hinzu, so kann man für die Reihenfolge der Ausscheidungen folgende Regeln aufstellen:

1. Die krystallinen Ausscheidungen in einem eruptiven Silikatmagma folgen sich nach abnehmender Basicität, so dass in jedem Augenblicke der Gesteinsbildung der noch vorhandene Krystallisationsrückstand saurer ist, als die Summe der bereits auskrystallisirten Verbindungen.

2. Die relativen Mengen der in einem eruptiven Silikatmagma vorhandenen Verbindungen wirken bedingend auf die Reihenfolge

ihrer Ausscheidung insofern, als im Allgemeinen die in geringeren Mengen vorhandenen früher auskrystallisiren.

Die im zweiten Satz ausgesprochene Beziehung scheint ein gewisses Schwanken in der Reihenfolge der Ausscheidung der oben (p. 10) unter 2. und 3. angeführten Gruppen von Gemengtheilen bei den basischeren Eruptivgesteinen erklären zu können.

Die Thatsächlichkeit dieser auf gesetzmässig sich folgende Mineralbildungen bezüglichen Verhältnisse ergiebt sich aus dem Umstande, dass gewisse Gemengtheile der Tiefengesteine stets idiomorph, d. h. in rundum auskrystallisirten Individuen, andere allotriomorph, d. h. in einer äusseren Umgrenzung erscheinen, welche durch andere Ursachen als die eigene Molekularordnung bedingt ist, während wieder andere Gemengtheile einigen ihrer Begleiter gegenüber idiomorph, anderen gegenüber aber allotriomorph sind. Da nun die Formenentwicklung der ursprünglichen Gesteinsgemengtheile ihrem relativen Alter im Gestein proportional sein muss, so lässt sich aus dem mehr oder weniger vollkommenen Idiomorphismus, beziehungsweise Allotriomorphismus derselben die Reihenfolge ihrer Entstehung ableiten.

Die angedeutete Art der holokrystallinen Ausbildung, bei welcher jeder Gesteinsgemengtheil nur in einer Generation entstand und welche auf eine stetige, ohne Recurrenzen verlaufende Änderung der physikalischen und chemischen Bedingungen bei der Gesteinsentwicklung hinweist, soll als körnige Structur bezeichnet werden. Sie ist die für alle Tiefengesteine charakteristische Structur, erleidet aber gewisse Modificationen, welche theils mit der chemischen Zusammensetzung der Eruptivmagmen verknüpft scheinen, theils an die Stock- oder Lagerform der Tiefengesteine gebunden sein dürften, und erst bei Besprechung der einzelnen Gesteinsfamilien discutirt werden können. — Wichtiger und gleich hier hervorzuheben ist ein Unterschied in der körnigen Structur der Tiefengesteine gegenüber derjenigen gewisser Ganggesteine. In den Tiefengesteinen sind idiomorphe Gemengtheile nur in einer im Allgemeinen kleinen Menge gegenüber den nur partiell idiomorphen und allotriomorphen Componenten vorhanden, während es gewisse Typen von Ganggesteinen giebt, in denen alle oder doch sehr nahezu alle Gemengtheile idiomorph sind. Die körnige Structur solcher Ganggesteine (z. B. dichter Syenite) soll in diesem Buche als eine panidiomorph-körnige gegenüber der hypidiomorph-körnigen Structur der Tiefengesteine bezeichnet werden.

Nach ihrer geologischen Erscheinungsform kann man innerhalb der Tiefengesteine mit hypidiomorph-körniger Structur die stockförmigen und die lagerförmigen unterscheiden, wobei es natürlich nicht ausgeschlossen ist, dass die stockförmigen gelegentlich auch als Lager, die lagerförmigen als Stöcke, dann aber wohl stets von geringeren Dimensionen, und beide als Gänge erscheinen. Die lagerförmigen Tiefengesteine stehen ihrer ganzen Ausbildung nach den Ergussgesteinen verwandtschaftlich nahe, während die stockförmigen sich davon am eigenartigsten unterscheiden. Mit Hinblick auf ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung gruppirt man die Tiefengesteine in Alkalifeldspathgesteine mit wesentlichem Quarzgehalt, Familie der Granite, in Alkalifeldspathgesteine ohne wesentlichen Quarzgehalt, Familie der Syenite, in Alkalifeldspathgesteine mit wesentlichem Elaeolithgehalt, Familie der Elaeolithsyenite, in Plagioklas-Glimmer- und Plagioklas-Hornblende-Gesteine, Familie der Diorite, in Plagioklas-Diallag- und Plagioklas-Enstatit-Gesteine, Familie der Gabbro und Norite, in Plagioklas-Augit-Gesteine, Familie der Diabase, in Plagioklasgesteine mit wesentlichem Nephelingehalt, Familie der Theralithe, in feldspathfreie Gesteine, Familie der Peridotite. — Daraus ergiebt sich für die Classification folgendes Schema:

I. Classe: Tiefengesteine.

a) Familie der granitischen Gesteine
b) Familie der syenitischen Gesteine
c) Familie der Elaeolithsyenite
d) Familie der Diorite
e) Familie der Gabbro und Norite
f) Familie der Diabase
g) Familie der Theralithe
h) Familie der Peridotite.

I. a. Familie der granitischen Gesteine.

Literatur.

Frank. D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geolog. Survey. 1882.

Sam. Allport, On the metamorphic rocks surrounding the Land's-End Mass of Granite. Quart. Journ. geol. Soc. 1876. XXXII. No. 128. 407—427.

— On the rocks of Brazil Wood, Charnwood forest. Geol. Mag. 1879. (2). VI. No. 185. 481—485.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille. 1882.

— Mémoire sur les grès métamorphiques du massif granitique du Guéméné. Ann. Soc. géol. du Nord. IX. 103—140. Lille. 1884.

— Le granite de Rostrenen (Cotes-du-Nord), ses apophyses et ses contacts. Ann. Soc. géol. du Nord. 1884. XII. 1—115.

R. Beck, Erläuterungen zu Sect. Elster nebst Schönberg der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig. 1885.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (H. Abich, Geol. Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1. Westhälfte.) Wien. 1882. 329—364.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington. 1882.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg i. E. 1879.

Bleicher, Recherches sur les terrains antérieurs au jurassique dans la province d'Oran. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3). IX. 303.

T. G. Bonney, On the microscopic structure of Luxullianite. Min. Mag. 1877. Nov. II. Heft. 7.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania. 1882.

— Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

E. Cohen, Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. L. J. 1874. 465—503.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im östlichen Süd-Afrika. Hamburg. 1875.

E. Cohen, Ueber einige Gesteine von den Canal-Inseln. L. J. 1882. I. 179.
— Über einige Vogesengesteine. L. J. 1883. I. 200.
H. Credner, Die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebietes. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 104—223.
Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.
K. Dalmer, Erläuterungen zu den Sectionen Kirchberg, Auerbach-Lengenfeld, Schneeberg und Lössnitz der geol. Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig.
A. Delesse, Mémoire sur la constitution minéralogique et chimique des roches des Vosges. Granite. Ann. min. (5). III. 369—410. — Bull. soc. géol. Fr. (2). X. 254.
J. S. Diller, Anatas als Umwandlungsproduct von Titanit im Biotitamphibolgranit der Troas. L. J. 1883. I. 187.
H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda. 1875.
C. W. C. Fuchs, Die alten Sedimentformationen und ihre Metamorphose in den französischen Pyrenäen. L. J. 1870. 719 sqq. u. 851 sqq.
Arch. Geikie, On the supposed pre-cambrian rocks of St. Davids. Q. J. G. S. 1883. XXXIX. 261—325.
P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. Strassburg i. E. 1877.
Arnold Hague, Abstract of Report on the geology of the Eureka District. Washington. 1883.
G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 190—204.
— The Albany granite and its contact phenomena. Amer. Journ. 1881. XXI. 21—32.
J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel 1879.
R. Helmhacker, Mineralogische Beobachtungen aus dem östlichen Böhmen. T. M. M. 1876. I. 25—38.
E. Hill and T. G. Bonney, On the precarboniferous rocks of Charnwood forest. Q. J. g. S. 1877. XXXIII. No. 132. 574; 1878. XXXIV. No. 134. 199.
N. O. Holst och F. Eichstädt, Klotdiorit från Slättmossa, Järeda socken, Kalmar Län. Geol. Fören. i Stockh. Forhdl. 1884. VII. No. 86. 134—142.
A. W. Howitt, Notes on the geology of part of the Mitchell River division of the Mining District of Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. Melbourne and London. 1877. 118—126.
— The diorites and granites of Swift's creek and their contact zone with notes on the auriferous deposits. Roy. Soc. of Victoria. Melbourne. 1879.
Edw. Hull, On the microscopical structure of Irish Granites. Geol. Mag. No. 107. X. 1873 Mai und No. 115 (2). I. Jan. 1874.
Eug. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII. 164—231.
R. D. Irving, On the paramorphic origin of the hornblende in the crystalline rocks of the northwestern states. Amer. Journ. 1883. XXVI. p. 151 sqq.
— The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey. Monographs V. Washington 1883.
C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verh. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35—37.
— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.

E. Kalkowsky, Ueber Gneiss und Granit des bojischen Gebirgsstocks im Oberpfälzer Waldgebirge. L. J. 1880. I. 29—42.

Th. Kjerulf, Grundfjeldsprofilet vid Mjösens sydende. Nyt Mag. for Naturvid. Kristiania. 1885. XXIX. 3. 215—294.

Fr. Klockmann, Beitrag zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 373—427.

J. H. Kloos, Geognostische und geographische Beobachtungen im Staate Minnesota. Berlin. 1877.

— Studien im Granitgebiete des südlichen Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1884.

B. Koller, Der Granit von Rastenberg. T. M. P. M. 1883. V. 215—224.

Rundjiro Koto, On some Japanese rocks. Q. J. g. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

R. Küch, Beitrag zur Petrographie des westafrikanischen Schiefergebirges. T. M. P. M. 1884. VI. 93.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat 1876.

H. O. Lang, Über Flussspath im Granit von Drammen. Nachr. v. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1880. No. 15. 477—488.

— Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Abhandl. herausgeg. v. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen. 1879. 31—56.

A. v. Lasaulx, Metamorphische und Eruptivgesteine aus dem Silur der Grafschaft Wicklow. T. M. P. M. 1878. I. 433.

— Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn. Verh. naturh. Ver. für Rheinland u. Westfalen. Bonn. 1884. — cf. G. Dewalque, Filons granitiques etc. Liège. 1885.

Joh. Lehmann, Untersuchung über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn. 1884.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau. 1874.

— Über die von Dr. G. Schweinfurth in der mittelägyptischen Wüste gesammelten massigen Gesteine. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 710.

K. Lossen, Über den Spilosit und Desmosit Zincken's; ein Beitrag zur Kenntniss der Contactmetamorphose. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 701.

— Über Granitapophysen und Gänge im Harz. Z. D. G. G. XXVIII. 405—414. 1876.

— Über den Ramberg-Granit und seinen Contacthof; in Erläuterung zu Blatt Harzgerode der geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin. 1882.

— Über augitführende Gesteine aus dem Brocken-Granitmassiv im Harz. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 206—215.

J. Macpherson, Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Bol. de la Comision del Mapa geolog. de España. Madrid. 1879.

— Descripcion de algunas rocas que se encuentran en la Serrania de Ronda. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1879. VIII. 229.

— De las relaciones entre las rocas graniticas y porfiricas. Ibid. 1880. IX.

— Apuntes petrograficos de Galicia. Ibid. X. 1881.

A. Michel-Lévy, Sur les schistes micacés des environs de Saint-Léon (Allier). Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3). IX. 181—196.

— Aperçu général sur la constitution du Morvan et Note sur la formation, gneissique du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3). VII. No. 11.

A. Michel-Lévy, De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides considérés dans leur relation avec l'âge des éruptions. Bull. soc. géol. Fr. 1875. (3). III. 199.

— Note sur une classe de roches intermédiaires entre les granites porphyroïdes et les porphyres granitoïdes. Groupe des Granulites. Ibid. 1874. (3). II. 177.

M. von Miklucho-Maclay, Rutil und Zinnstein im Greifensteiner Granit. L. J. 1885. II. 89.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Mag. for Naturvid. Kristiania. 1877. XXIII.

J. Niedzwiedzki, Über Gesteine von der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. II. 89 sqq.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. 1878. LXXIX. März.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. 1882. V. No. 5. 131.

A. Philippson, Mikroskopische Untersuchung einer Reihe von norwegischen Gesteinen aus der Umgegend von Tromsoe und von den Lofoten. Sitzungsber. der niederrhein. Ges. zu Bonn. 1883. VIII. 6.

Arth. Phillips, On the rocks of the mining districts of Cornwall and their relations to metalliferous deposits. Q. J. g. S. 1875. XXXI. No. 123.

— On concretionary patches and fragments of other rocks contained in Granite. Q. J. g. S. 1880. XXXVI. No. 141. 1—21.

Giu. Em. Pozzi, Sopra alcune varietà di protogino del Monte Bianco. Atti R. Accad. Torino. 1879. XIV.

R. Prendel, Bericht über die Resultate einer im Sommer 1877 ausgeführten Excursion in das Gouvern. Podolien. Mem. d. neuruss. Ges. d. Naturf. Odessa 1878. V.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirgs. Mitth. aus dem Jahrb. der königl. ungar. geol. Anst. 1884. VI. Bd. 9. Heft.

G. vom Rath, Mittheilungen aus Sardinien. Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. 8. Juni 1885.

H. H. Reusch, Forandrede Silurlag i Grefsenaasen. Geol. Notiser fra Kristianiaegnen. Nyt Mag. 1883. XXVIII. 2.

R. Richter, Das thüringische Schiefergebirge. Z. D. G. G. 1869. XXI. 341 sqq.

Gust. Rose, Über ein grosses Granitgeschiebe aus Pommern. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 419.

H. Rosenbusch, Mineralogische und geognostische Notizen von einer Reise in Süd-Brasilien. Freiburg i. B. 1870.

— Über die Contactzone von Barr-Andlau. L. J. 1875. 849.

— Die Steiger Schiefer und ihre Contactbildungen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg 1877.

— Einige Mittheilungen über die Zusammensetzung und Structur granitischer Gesteine. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369—390.

S. Roth, Die eruptiven Gesteine des Facekasboda-Morágyer Gebirgszuges. Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Anstalt. Budapest. 1876. IV.

Fr. Rutley, The eruptive rocks of Brent Tor and its neighbourhood. London. 1878.

Fr. Schalch, Erläuterungen zu den Sectionen Geyer, Marienberg, Johann-Georgen-

REE... UNI... CALIF...

stadt und Schwarzenberg der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsens. Leipzig.

E. E. Schmid, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena. 1876.

E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen. 1878.

M. Schröder, Erläuterungen zu den Sectionen Eibenstock, Falkenstein und Zwota der geologischen Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig.

Eug. Schumacher, Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. D. G. G. 1878. XXX. 427.

A. Seeck, Beitrag zur Kenntniss der granitischen Diluvialgeschiebe in den Provinzen Ost- und Westpreussen. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 584—628.

Al. Sigmund, Petrographische Studien am Granit von Predazzo. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1879. XXIX. 305—316.

Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. In Cotta's Altai. Leipzig. 1871.

— On the biotite-holding amphibole-granite from Assuan (Syene). New York. 1883.

— Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik. I. Theil. Cassel und Berlin. 1885.

Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in N.-Amerika. L. J. 1877. 235—242.

J. J. Harris Teall, On some quartzfelsites and augite granites from the Cheviot district. Geol. Mag. 1885. Dec. 3. vol. II. No. 249. 106.

A. E. Törnebohm, Några exempel på pyroxenförande graniter och gneisser. G. F. i Stockh. Förhdl. 1880. V. No. 57.

— Beskrifning till geologisk ofversigtskarta öfver Mellersta Sveriges bergslag. Stockholm. 1880.

— Beskrifning till geologisk öfversigts karta öfver Vermlands län. Stockholm. 1881.

— Om Kalkgranit. G. F. i Stockh. Förhdl. 1876. III. No. 35. 210.

— Om Kalcithalt i graniter. Kong. Vetensk. Akad. Förhdl. 1881. No. 10.

— Några ord om granit och gneiss. G. F. i Stockh. Förhdl. 1881. V. No. 61. 233—248.

— Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega's-Exped. vetensk. Jakttag. IV. Stockholm. 1884.

Th. von Ungern-Sternberg, Untersuchungen über den finnländischen Rapakiwi-Granit. Leipzig. 1882.

Ch. Vélain, Notes géologiques sur la Haute-Guyane. Bull. soc. géol. Fr. (3). VII. 388—395. 1879 et IX. 396—417. 1881.

— Note sur la constitution des îles Seychelles. Ibid. 1879. (3). VII. 278—285.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.

— Topographische en geologische Beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarbock van het Mijnwesen in Ned. O. Indie. 1881.

K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. LXIX. Febr. 1874.

M. Edw. Wadsworth, On the granite of North Jay. Maine. Proceed. of the Boston Soc. of nat. hist. XIX. May 1877. 237—238.

— Notes on the petrography of Quincy and Rockport. Ibid. XIX. 20. Febr. 1878. 309—316.

M. Edw. Wadsworth, The Braintree Argillite and Quincy Granite. Harvard University Bull. No. 22. 360.

— On the relation of the Quincy Granite to the primordial argillite of Braintree Mass. Proceed. Boston Soc. of nat. hist. 1881. 19. Oct. vol. XXI. 274.

J. Clifton Ward, On the granitic, granitoïd and associated metamorphic rocks of the Lake district. Quart. Journ. geol. Soc. 1876. XXXI. No. 124. 568—602; No. 125. 1—34.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 160.

— Über Gesteine von Labrador. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 485.

F. J. Wiik, Mikroskopisk undersökning af granit-, gneiss- och kristalliniska skifferarter. Finska Vet. Soc. Förh. 1885. XXVII. 13—32.

G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. 1883. B.-B. II. 585.

G. Woitschach, Das Granitgebirge von Königshain in der Ober-Lausitz. Abhdl. naturf. Ges. zu Görlitz. 1881. XVII.

Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. 1863. XLVII. 231.

— Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen. Z. D. G. G. 1867. XIX. 68. sqq.

— Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Ibid. 1871. XXIII. 1—123.

J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Granitgesteine.

An der Zusammensetzung aller granitischen Gesteine ohne Ausnahme betheiligen sich der Quarz und ein Alkalifeldspath, welch letzterer wohl stets von Plagioklasen begleitet wird. Die Combination Quarz-Alkalifeldspath ist daher mit Bezug auf den Mineralbestand ebenso das Bestimmende für den Granitbegriff, wie die hypidiomorph-körnige Ausbildung mit Bezug auf die Structur. Man kann demnach die Granite definiren als hypidiomorph-körnige, durch die Combination Quarz-Alkalifeldspath charakterisirte Tiefengesteine von meistens hohem geologischem Alter. — In gleichem Grade, aber weil sie nur auf einzelne Glieder der Familie beschränkt sind, nicht in derselben Allgemeinheit, gehören zu dem Bestande der Granitgesteine Mineralien der Glimmer-, Amphibol- und Pyroxengruppe und in beschränktem Sinne der Turmalin. Trotz ihrer allgemeinen Verbreitung zählt man nicht zu den wesentlichen Gemengtheilen die Eisenerze, den Zirkon und den Apatit, weil einerseits die Menge dieser Mineralien eine zu geringe ist und weil dieselben andererseits in gleicher Weise in fast allen anderen Gesteinen auftreten.

Der Quarz der granitischen Gesteine ist der Regel nach allotriomorph und empfängt seine Begrenzung durch die mit ihm ver-

gesellschafteten Mineralien. Er erweist sich damit als der jüngste der Gemengtheile. Ausnahmen von dieser Regel sind jedoch so verbreitet, dass es keiner Aufführung einzelner Vorkommnisse bedarf. Dann bildet der Quarz rundliche Körner oder richtiger abgerundete Dihexaëder, die ausnahmslos in Feldspath, niemals in einem anderen Gesteinsgemengtheil eingewachsen sind. Die Erscheinung erklärt sich auf einfache Weise dadurch, dass die Quarzbildung in dem Gestein zu einer Zeit eintrat, als die Feldspathbildung noch andauerte. Wenn dann solche idiomorphe Quarze randlich im Feldspath liegen, von diesem also nur theilweise umhüllt werden, hat es oft den Anschein, als sei der Quarz durch eine Art Corrosion secundär aus dem Feldspath entstanden. Das dürfte wohl der quartz de corrosion der französischen Petrographen sein.

Die allotriomorphen Quarzkörner der Granite erweisen sich durch gleichzeitige Auslöschung in ihrer ganzen Ausdehnung als einheitliche Individuen. In sehr vielen Gesteinen, besonders deutlich in solchen, die in stark gefaltetem Gebirge auftreten, zerfällt jedoch im polarisirten Lichte jedes Quarzkorn in ein Aggregat optisch verschieden orientirter Körner. Manche Granitquarze lassen diese Eigenschaft schon im auffallenden Lichte durch eine mehr oder weniger deutliche, zuckerkörnige Beschaffenheit wahrnehmen, wie z. B. in manchen alpinen Graniten. Zwischen beiden Ausbildungsformen in der Mitte steht diejenige, wobei zwischen gekreuzten Nicols die Auslöschung weder eine einheitliche, noch eine feldweise verschiedene ist. Es ändert sich dann die Lage der optischen Constanten stetig mit dem Ort und bewirkt die sogenannte undulöse Auslöschung. Sowohl die Aggregratpolarisation, wie die undulöse Auslöschung dürfte ein mechanisches Phänomen sein; im ersten Falle wurden die ursprünglich einheitlichen Individuen zertrümmert durch den Gebirgsdruck, welcher im zweiten Falle nur unbedeutend ändernd in den inneren molekularen Bau derselben eingriff. Diese Deutung dürfte eine bemerkenswerthe Stütze darin finden, dass die besprochenen Phänomene bisweilen nur randlich an grösseren Individuen auftreten, dass sie in analoger Weise bei anderen Gesteinscomponenten derselben Vorkommnisse sich zeigen und dass sie in weitester Verbreitung in den krystallinen Schiefern angetroffen werden.

Zwillingsbildungen sind bisher am Granitquarz nicht nachgewiesen worden. Der normale Fall der Quarzzwillingsbildung mit

parallelen Axensystemen würde bei dem Mangel äusserer Krystallformen nur dann nachweisbar sein, wenn rechte und linke Individuen verwachsen wären. Nun ist aber die Circularpolarisation bei der normalen Dicke der Dünnschliffe mit Benutzung der gebräuchlichen Untersuchungsmethoden nicht wahrnehmbar.

Als jüngster Gesteinsgemengtheil umschliesst der Quarz gelegentlich alle anderen mit ihm die Felsart bildenden Mineralien. Von sonstigen individualisirten Einschlüssen sind nur als sehr allgemein verbreitet lange, äusserst dünne, bei schwacher Vergrösserung fast wie blosse Sprünge aussehende, wegen ihrer geringen Breite und hohen Lichtbrechung undurchsichtige Nädelchen zu nennen, über deren Natur man nicht sicher aufgeklärt ist, die aber von Hawes auf Grund beobachteter Übergänge in grössere, bestimmbare Individuen für Rutil gehalten wurden.

In hohem Grade charakteristisch ist für die Granitquarze das massenhafte Vorhandensein von Flüssigkeitseinschlüssen, die gewöhnlich in dichtem Gedränge flächenweise geordnet sind, seltener vereinzelt liegen. Es scheint, dass in manchen Fällen diese Flächen krystallographische und zwar Rhomboëderflächen seien. Es würde das eine Art Schalenbau bedeuten. — Bisweilen lässt sich wahrnehmen, dass die im Durchschnitt natürlich schnurförmig geordneten Flüssigkeitseinschlüsse in allen Quarzkörnern eines Dünnschliffs, die sonst keinerlei parallele Orientirung zeigen, dieselbe Richtung innehalten. Sie sind dann auch bisweilen erkennbar gestreckt in dieser Richtung und öfters zu mehreren durch äusserst feine cylindrische Canäle verbunden. Da solche Ausbildung sich, wie es scheint, mit Vorliebe in den zu Aggregaten zertrümmerten Quarzen findet, so kann man dabei wohl an eine secundäre Entstehung oder doch Anordnung durch Gebirgsdruck denken.

Die Form und Grösse der Flüssigkeitseinschlüsse ist überaus wechselnd; regellose Formen scheinen häufiger zu sein als die dihexaëdrische, durch die Krystallform des Wirthes bedingte.

Der Inhalt dieser Einschlüsse ist bald Wasser, bald eine sehr verdünnte wässrige Salzlösung, seltener liquide Kohlensäure. Gewöhnlich findet sich nur eines dieser Fluida in dem Quarze eines und desselben Gesteins; treten Wasser und liquide Kohlensäure zusammen auf, so liegen sie ungemischt in demselben Hohlraum vereinigt. In Quarzen eines Turmalingranits von Penzance wurde jedoch beobachtet, dass die liquide Kohlensäure und das Wasser sich in getrennten Hohlräumen fanden. Die mit Wasser gefüllten

enthielten cubische Kryställchen, welche den Einschlüssen der Kohlensäure fehlten.

Die Flüssigkeiten erfüllen im Ganzen selten den Hohlraum vollständig; es tritt dann neben ihnen ein Gas auf, welches natürlich die Form einer Libelle annimmt. Die relativen Mengen von Flüssigkeiten und Gas schwanken in allen Verhältnissen zwischen den Extremen reiner Flüssigkeits- und reiner Gaseinschlüsse nicht nur in verschiedenen Graniten, sondern sogar in ein und demselben Quarzkorn. Das beweist, dass die Libelle nicht durch die Contraction der Flüssigkeit entstanden sein kann, sondern dass die Quarzbildung in den Graniten bei einer dem kritischen Punkt des Wassers naheliegenden Temperatur stattgefunden haben muss.

Über die Unterscheidung der verschiedenen Flüssigkeitseinschlüsse, sowie über die Verhältnisse der Einschlüsse von zwei sich nicht vermengenden Flüssigkeiten vergl. dieses Buch Bd. I p. 43. Die Temperatur, bei welcher eine Absorption der Libelle in Einschlüsse liquider Kohlensäure durch Expansion bei Erwärmung stattfindet, schwankt in weiten Grenzen zwischen 21° C. im Schriftgranit von Mursinsk und 61° C. im Fibbiagranit vom St. Gotthard. Die Ursache dieser Erscheinung liegt in der Beimengung von anderen Gasen und Flüssigkeiten.

Unter den krystallinen Ausscheidungen in den Flüssigkeitseinschlüssen sind solche von wasserhellen, würfelförmigen Krystallen (cf. Bd. I p. 55) sehr verbreitet, so dass es keiner besonderen Fundortangaben bedarf. Seltener beherbergen die Flüssigkeitseinschlüsse regellos begrenzte, schwarz undurchsichtige Körner unbestimmter Substanz. In einem cornwallisischen Turmalingranit nicht näher bekannten Fundortes sind die Flüssigkeitseinschlüsse blutroth und enthalten ebenso gefärbte Krystallausscheidungen von rhomboëdrischer Gestalt.

Glaseinschlüsse sind in den Quarzen der echten Granite wohl niemals oder doch nur in ganz vereinzelten Fällen und unter besonderen Verhältnissen nachgewiesen. So beschreibt sie Siegmund aus den oberflächlichen Theilen des Granits vom Monte Mulatto bei Predazzo. In den porphyrischen Randfacies der Granitstöcke ist das Vorkommen von Glaseinschlüssen in den Quarzeinsprenglingen nicht gerade ein seltenes.

Die bei den Granitquarzen ziemlich verbreitete rothe Färbung ist durch Einschlüsse von Eisenglanz- oder Ilmenittäfelchen bedingt. Über die Entstehung der blauen Farbe, wie sie die Granit-

gesteine von Rumburg in Böhmen, Upsala und anderen Orten zeigen, giebt das Mikroskop keine Aufklärung. Im Dünnschliff ist diese Färbung nicht wahrnehmbar.

Der Alkalifeldspath der Granite ist zum weitaus grössten Theile Orthoklas, zum kleineren Theile Mikroklin; manche granitische Gesteine sind vollkommen frei von Mikroklin; selten sind Granite, in denen Mikroklin gegenüber Orthoklas herrscht. Dagegen ist letzteres in pegmatoiden Ausscheidungen die Regel.

Der Orthoklas ist gegenüber dem Quarz idiomorph, gegenüber den sonstigen Gemengtheilen allotriomorph. Rundum ausgebildete Krystallformen kommen am Orthoklas öfters in solchen Graniten vor (Miaroliten), die eine zuckerkörnige Structur besitzen. In die eckigen Hohlräume hinein ragen dann die Krystallenden mit messbaren Flächen. Als Krystallflächen treten stets auf P, M, T und sehr häufig y; seltener sind x, n, o und z. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist sehr verbreitet, solche nach dem Bavenoer Gesetz verhältnissmässig selten. Schon G. Rose kannte sie aus dem Karlsbader Granit. Sie findet sich nicht allzuselten im Greifensteiner Granit des sächsischen Erzgebirges, im Schneeberger Granitit, im Bavenoer Granito bianco, sowie in Graniten der Gegend von Aschaffenburg im Spessart und von Raon l'Etape in den Vogesen. Anscheinend regellose Verwachsungen, wie sie im Dünnschliff sich oft beobachten lassen, dürften wohl vielfach Zwillingsbildungen nach einem der von Klockmann an Feldspathen des Riesengebirges studirten Gesetze folgen, wobei y, T, z, x oder o als Zwillingsebene fungiren. — Der Typus der Orthoklase ist bald ein säulenförmiger nach à, bald ein tafelförmiger nach M.

Verwachsungen des Orthoklas mit anderen Feldspathen, Mikroklin, Albit, Oligoklas sind überaus häufig. Man vergleiche darüber Bd. I p. 514. Ist diese Verwachsung nicht eine perthitische oder mikroperthitische Durchwachsung, sondern eine Umhüllung, dann liegt in den durchaus normalen Granitgesteinen der Orthoklas aussen, der Plagioklas innen. Das umgekehrte, aus dem Rapakiwi allgemein bekannte, Verhalten scheint stets mit einer Annäherung an porphyrische Structur verknüpft zu sein. Es besteht dann stets noch eine zweite jüngere Generation von Orthoklas.

Zonare Structur ist recht verbreitet, aber gut nur an den frischen Orthoklasen wahrnehmbar. Durch Umwandlungsvorgänge wird sie rasch verwischt. Der Verlauf der Anwachsstreifen deutet auf Wachsthum nach den herrschenden Krystallflächen P, M, T, y.

Im frischen Zustande ist der Habitus der Orthoklase adularähnlich, nicht sanidinähnlich. Die wasserhelle Durchsichtigkeit solcher geht durch chemische Umwandlungen und durch Infiltrationsproducte sehr oft verloren. — Recht selten wird die Reinheit der Substanz durch ursprüngliche Interpositionen getrübt. Als solche finden sich Eisenglanztäfelchen ziemlich häufig, braune bis rothbraune stabförmige Mikrolithe und ebenso gefärbte Körnchen einer unbekannten Substanz nur in seltenen Vorkommnissen, die normalen Granitgemengtheile vereinzelt; Flüssigkeitseinschlüsse sind — wohl zufolge der Spaltbarkeit des Orthoklases — nicht eben oft zu beobachten. Auch Gaseinschlüsse sind nur selten wahrnehmbar. Auf den Blätterdurchgängen infiltriren staubförmige Massen von Limonit, welche dann die Räume der ursprünglichen Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse einnehmen.

Von den Blätterdurchgängen aus beginnt die normale Umbildung zu Muscovit oder zu Kaolin und schreitet besonders im Centrum gern rasch voran oder folgt seltener den Anwachsstreifen. Die meistens sehr kleinen Muscovit- oder Kaolinblättchen liegen dann gewöhnlich mit ihrer Basis auf den Blätterdurchgängen des Orthoklas und bilden also zwei zu einander senkrechte Systeme. Oft auch ist ihre Anordnung eine regellose, wobei sie sich gern zu Häufchen und Klümpchen aggregiren, welche im auffallenden Lichte erdig weiss, oder durch Limonit schmutzig gelb bis braun aussehen. In selteneren Fällen ordnen sie sich zu rosettenförmigen, fächerförmigen oder sphärischen Gruppen und geben dann zwischen gekreuzten Nicols ein zierliches Interferenzkreuz. — Auch die Umbildung von Feldspath in Pyrophyllit scheint vorzukommen; sie wurde von Schumacher (l. c. p. 436) bei einem Ganggranit von der Dammmühle bei Strehlen beobachtet, der allerdings systematisch nicht hierher gehört. Die oft wiederholte Behauptung, dass der Orthoklas der Granite einer Zersetzung durch die Atmosphärilien besser widerstehe als der Oligoklas, findet durch die mikroskopische Untersuchung keine allgemeine Bestätigung. — Die schon von Blum beschriebene Umwandlung des Orthoklas in Epidot ist in ihren Anfangsstadien sehr häufig zu beobachten. Es bilden sich dann Nestchen von kurzstengligen und körnigen, gelbgrünen Individuen, deren Entstehung wohl nur durch eine Einwirkung Ca- und Fe-haltiger, von der Zersetzung der Plagioklase, Glimmer und Amphibole herstammender Lösungen auf die Orthoklassubstanz erklärlich ist.

Randliche Zertrümmerungen, undulöse Auslöschungen und ähnliche Phänomene einer mechanischen Deformation treten in gleicher Weise wie bei Quarz auf. Hierher gehört wohl auch die gelegentlich vorkommende Zerbrechung grösserer Individuen in mehrere unregelmässig eckige Körner, die ein wenig gegen einander verschoben und durch Feldspathsubstanz wieder verkittet sind. Solche Kitttrümchen sind gegenüber dem ursprünglichen Orthoklas meistens auffallend wasserhell und zeigen dieselbe optische Orientirung, wie die von ihnen zusammengehaltenen Feldspathkörner.

Der Mikroklin scheint gelegentlich in sehr bedeutender Menge für Orthoklas vikariirend eintreten zu können. Derselbe ist, wo er selbständig und nicht in gesetzmässiger Verwachsung mit Orthoklas vorkommt, jünger als Orthoklas und nahezu gleichaltrig mit Quarz, welcher dann in rundlichen und gestreckten Individuen gern in, der Verticalaxe des Mikroklin, parallelen Zügen eingewachsen ist. Dieses im Allgemeinen deutlich wahrnehmbare jugendliche Alter des Mikroklin hat Veranlassung gegeben, dass einzelne Forscher, wie z. B. Törnebohm, den Mikroklin nicht im strengsten Sinne des Wortes für einen primären Gemengtheil der Granite halten möchten. Die Verwachsung mit Albit und Oligoklas, Mikrostructur, Einschlüsse und Umwandlungsvorgänge sind beim Mikroklin durchaus, wie beim Orthoklas. — Es möchte zu betonen sein, dass der Mikroklin nur in den eruptiven Tiefengesteinen und in den krystallinen Schiefern, sehr selten in Ganggesteinen und wohl nie in Ergussgesteinen den Orthoklas begleitet.

Von anderen Alkalifeldspathen ist der Albit nicht nur in perthitischer Durchwachsung mit Orthoklas und Mikroklin sehr verbreitet, sondern in einzelnen Fällen (Eibenstocker Turmalingranit) auch als selbständiger Gemengtheil sicher nachgewiesen, in anderen Fällen lässt sich seine Anwesenheit aus der Bauschanalyse des Gesteins mit einiger Wahrscheinlichkeit folgern. So lange jedoch keine directe goniometrische oder physikalische Bestimmung vorliegt, bleibt es unbestimmt, ob nicht statt des Albit oder neben demselben ein Anorthoklas wird angenommen werden müssen.

Von bisher seltenen, albit- oder anorthoklasreichen Vorkommnissen abgesehen, enthalten die Granite in wechselnden Mengen neben dem Alkalifeldspath einen Kalk-Natronfeldspath von einer der Oligoklas- oder Andesin-Reihe entsprechenden Zusammensetzung. Basischere Mischungsverhältnisse scheinen ausschliesslich auf dunkle,

einschlussähnliche Massen beschränkt zu sein, die zumal in den kieselsäureärmeren Gliedern der Granitfamilie verbreitet sind. Diese Kalk-Natronfeldspathe verhalten sich gegenüber dem Quarz und Orthoklas idiomorph und sind daher gelegentlich in rundum ausgebildeten Krystallen in Orthoklas, sehr selten in Quarz eingeschlossen. Den übrigen Gemengtheilen gegenüber sind sie allotriomorph. Am reichlichsten erscheinen sie in den Granititen und Amphibolgraniten, am spärlichsten in den muscovitführenden Gliedern der Familie.

Sie bilden meistens nach M tafelförmige Individuen, die aus vielen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetze bestehen; gleichzeitiger polysynthetischer Bau nach dem Periklingesetz kommt nicht gerade häufig vor. Mit Beziehung auf Einschlüsse und Umwandlungsphänomene verhalten sich die Plagioklase des Granits genau, wie die Orthoklase. Die landläufige Angabe, dass die ersteren rascher und leichter der atmosphärischen Verwitterung erliegen, als die letzteren, findet keine allgemeine Bestätigung durch das Mikroskop. Der bei der Umbildung zu hellem Glimmer oder Kaolin frei werdende Kalkgehalt der Plagioklase liefert entweder Calcit in sehr dünnen Häutchen oder aber Epidot in fast farblosen bis gelbgrünen Körnchen und Stengeln. — Auf die Wirkung gebirgsbildender Kräfte sind die gelegentlich sehr evidenten Verbiegungen der Zwillingslamellen der Plagioklase, sowie die Zerbrechung und randliche Zertrümmerung dieser Mineralien zurückzuführen.

Von den als Gemengtheile der Granite auftretenden Glimmermineralien sind die Biotite die häufigsten. Dieselben bilden bei normaler Entwicklung des Gesteins sechsseitige Krystalltafeln, welche mit grüner oder brauner Farbe durchsichtig werden und meistens kleine bis sehr kleine Winkel der optischen Axen besitzen. Theils durch chemische Corrosion, zumal wenn er von Hornblende begleitet wird, theils durch mechanische Vorgänge kann der Biotit die ursprüngliche Krystallform mehr oder weniger einbüssen und die Gestalt rundlicher Blättchen oder langgezogener Striemen annehmen. Verbiegungen und Knickungen sind sehr verbreitet. Meistens ziemlich gleichmässig durch das Gestein verbreitet, häuft er sich doch gelegentlich zu grösseren Massen an und kann Veranlassung zu einer Kugelbildung im Granit werden. — Ein Wechsel brauner und grüner Farbe nach der Hauptspaltfläche parallelen Ebenen scheint sowohl durch ursprüngliche Verschiedenheit der chemischen Constitution in den verschiedenen

Theilen eines Krystalls bedingt sein, wie auch durch spätere metasomatische Processe hervorgebracht werden zu können. — Der Biotit der Granite, welcher chemisch theils dem Meroxen, theils dem Lepidomelan zugerechnet werden muss, enthält überaus häufig winzige Kryställchen von Eisenerzen, von Zirkon und von Apatit, selten von Topas als Einschlüsse. Er ist demnach jüngerer Entstehung als diese, welche offenbar der sich ausscheidenden Glimmersubstanz als Ansatzpunkte dienten. Um die genannten Einschlüsse herum beobachtet man recht oft pleochroitische Höfe (cf. Bd. I p. 191), deren Dunkelheitsminimum dann eintritt, wenn die Spaltrisse des Glimmers senkrecht zum Hauptschnitt des Polarisator liegen.

Die Biotite erliegen verhältnissmässig leicht dem Angriffe der Atmosphärilien. Der Gang der Umwandlung ist ein mehrfacher. In manchen Fällen hellt sich der Glimmer ohne Veränderung der äusseren Form bis zur Farblosigkeit auf; zwischen den Blättern desselben bilden sich dann gern langgestreckte Flasern, die aus einem Gemenge von Calcit und Quarz bestehen, zu denen sich oft auch Limonit gesellt. Der Vorgang scheint durch den Austritt des Moleküls M und dessen Zerlegung unter Austausch des Mg gegen Ca bedingt zu sein. Die entfärbten Blättchen des Minerals behalten ihre Doppelbrechung und den optischen Charakter der farblosen Glimmer. — In anderen Fällen färben sich die Biotite bei beginnender Zersetzung hellgrün, verlieren ihre starke Absorption des parallel der Spaltbarkeit schwingenden Lichtes, blähen sich auf und fasern sich randlich in dünne Schüppchen aus. Die neugebildete Substanz zeigt den Pleochroismus und die chemischen Charaktere des Chlorits oder Serpentins. Zwischen den Chloritschuppen und in den Glimmerresten findet sich dann gern der Epidot als Nebenproduct. Bei weiter fortschreitender Umwandlung tritt ein Zerfall des Chlorit- oder Serpentinmoleküls in ein Gemenge von Carbonaten, Quarz, Kaolin und Brauneisen ein. Auch bei diesem Vorgange erscheint Epidot nicht selten statt oder neben den Carbonaten; hier bleibt also das Molekül K nicht erhalten. — Bei der Chloritisirung der Biotite scheiden sich sehr oft Rutilnadeln aus, deren Bildung auf einen ursprünglichen Gehalt des Glimmers an TiO_2 hinweist (Schneeberg; Wasserburg, Ober-Elsass; St. Nabord, Vogesen u. s. w.).

In den zinnerzführenden Graniten erscheint anstatt des Biotit oder neben demselben ein Lithionit von bald schwarzer, bald

blonder Farbe, so im Eibenstocker Granit und analogen Vorkommnissen auf der sächsischen und böhmischen Seite des Erzgebirges, in den fichtelgebirgischen Graniten des Schneeberg-, Markleuthener und Selber Stocks, sowie der Waldstein- und Reuthberg-Gruppen, in den nahe verwandten Gesteinen von Montebras (Creuse) und Vaulry (Haute-Vienne), sowie in cornwallisischen Vorkommnissen*. Dieselben sind nie grün, sondern braun bis braunroth und gelb durchsichtig, enthalten gern Topas- und Rutilkryställchen, auch wohl Cassiterit als Einschluss und werden sehr oft von dunkelbraun durchsichtigem Schörl begleitet.

Der farblos bis hellgrünlich durchsichtige Muscovit der Granite ist im Allgemeinen nicht idiomorph, sondern bildet unregelmässig begrenzte Blättchen, die sich in pegmatitischen Massen gern zu fächerförmigen Gruppen vereinigen. Der Muscovit verwächst mit dem Biotit sehr oft in der Art gesetzmässig, dass beide parallele Axensysteme haben. Der Muscovit umrandet alsdann den Biotit und pflegt in diesem Falle idiomorph zu sein. Man findet in der Literatur auch die Angabe, dass beiderlei Glimmer in alternirenden Blättchen nach oP verwachsen. — Der Muscovit zeigt oft um dieselben krystallinen Interpositionen, wie der Biotit, ausserordentlich stark pleochroitische Höfe. Er ist in den Graniten ausnahmslos jünger als der Biotit und älter als die Feldspathe. — Umwandlungsvorgänge sind am Muscovit nicht beobachtet worden. — Feinblättrige und etwas grünliche Muscovite heissen in der älteren Literatur öfters Talk.

Lepidolith wird selten als Vertreter von Muscovit erwähnt und scheint vorwiegend auf pegmatitische Massen in Graniten beschränkt zu sein.

Der Amphibol der Granite gehört zur gemeinen Hornblende und bildet stenglige Individuen, die nur in den Prismenzonen, recht selten terminal krystallographische Begrenzung haben, oder unregelmässige Blätter. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist vorherrschend grün oder grünlichbraun, seltener hellgrün, blaugrün oder braun. Bei sehr heller grüner Färbung hat man den Amphibol der Granite wohl auch als Aktinolith gedeutet; der chemische Nachweis für diese Annahme ist nie erbracht worden. — Die Hornblende ist oft mit Magnetit, Eisenglanz oder Ilmenit, Apatit, Titanit und Zirkon, auch mit Biotit durchwachsen, welch letzterer

* cf. Fr. Sandberger, Neue Beweise für die Abstammung der Erze aus dem Nebengestein. Würzburg. 1883.

dann fast stets mit seiner Basis auf der Prismenfläche des Wirthes liegt. — In Graniten, welche Spuren kräftiger dynamischer Veränderungen beobachten lassen, zeigen sich die Amphibole oft in Stengelchen aufgelöst, welche, gegen einander mehr oder weniger verschoben, linear hinter einander liegen. — Die Hornblende der Granite erfährt unter Einwirkung der Atmosphärilien eine Veränderung zu Chlorit, wobei Calcit und Quarz oder Epidot als Nebenproducte entstehen. — Interessant ist die Beobachtung von F. Adams, dass in einem Amphibolgranit von Shipton in Canada immer dort, wo sich Amphibol und Quarz berühren, ein Saum von sehr kleinen gelben Nädelchen entstanden war, deren Natur sich noch nicht feststellen liess. — Die Periode der Hornblendeausscheidung in den Graniten liegt zwischen denjenigen des Biotits und der Feldspathe.

Der normale Pyroxen der Granite scheint ein etwas alkalihaltiger Malakolith zu sein; derselbe ist in gewissen Vorkommnissen (Laveline) durchaus idiomorph, in anderen (Cheviots) selten von Krystallformen begrenzt, sondern vorwiegend in Körnern ausgebildet. Sehr hellgrün bis fast farblos durchsichtig, gelegentlich mit sehr kräftigen pleochroitischen Höfen um kleine Einschlüsse von Zirkon. Zwillinge nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) häufig, bisweilen auch solche nach $P\bar{\infty}$ ($10\bar{1}$). Leicht unter starker Ausscheidung von Calcit sich in Serpentin umsetzend, so dass in nicht sehr frischen Handstücken oft nur die Anwesenheit dieser Substanzen den ursprünglichen Malakolith verräth. — Ausser diesem Malakolith kommen in gewissen, dem Gabbro sich nähernden Ausbildungsformen von Graniten auch ein diallagähnlicher Augit und rhombische Pyroxene vor.

Eisenerze nehmen stets nur in untergeordneter Menge an der Zusammensetzung der Granite theil; man kennt als solche den Magnetit, den Eisenglanz und den Ilmenit. Sie finden sich als Einschlüsse in allen anderen Gemengtheilen und gehören somit zu den ältesten Ausscheidungen. — Einer Umwandlung der sehr oft titanreichen Eisenerze verdanken die in Graniten allgemein verbreiteten Körner und Körnerhäufchen von Titanit ihre Entstehung.

Apatit, meist in farblosen, langen, sehr dünnen, quergegliederten Prismen, ist allgemein in kleiner Menge vorhanden.

Die weite Verbreitung des schon von älteren Forschern mehrfach beobachteten Zirkons in kurz säulenförmigen, oft sehr flächenreichen Individuen innerhalb der sauren Silikatgesteine, somit auch in den Graniten, betonte zuerst Törnebohm. Derselbe ist ganz

allgemein vorhanden, wenn auch meist in sehr kleinen Mengen und gehört zu den ältesten Ausscheidungen. Sehr selten ist, wie von Vélain aus Graniten der Seychellen erwähnt wird, der Zirkon in der einfachen Form der Grundpyramide ausgebildet. Zu betonen ist die Häufigkeit von Einschlüssen, die man kaum für etwas Anderes als Glas halten kann, in diesem Erstling der Granitkrystallisation, während alle jüngeren Gemengtheile derselben entbehren.

Kein anderes Gestein ist so reich an stellvertretenden, charakteristischen und zufälligen accessorischen Gemengtheilen. Zu den ersteren gehört in erster Linie der Turmalin, welcher nicht nur neben Glimmer — zumal in den peripherischen Theilen — in den Granitstöcken auftritt, sondern diesen mehr oder weniger vollkommen verdrängen kann (Eibenstock). Unter den charakteristischen Gemengtheilen ist der Topas für die zinnerzführenden, der Titanit für die muscovitfreien Granite hervorzuheben. — Aus der Unzahl der zufälligen Nebengemengtheile verdienen wegen ihrer weiteren Verbreitung der Granat, der Cordierit, der Orthit* und die Phosphate Triphylin und Monazit Erwähnung. Selten und nur unter bestimmten Verhältnissen scheint der Anatas, der Wolframit, der Andalusit u. A. aufzutreten. — Unter den secundären, erst durch Verwitterung entstehenden Gemengtheilen sind besonders der Chlorit, der Epidot und der Calcit und gelegentlich zeolithische Mineralien zu nennen.

Classification der Granite.

Kein granitisches Gestein enthält alle genannten Gemengtheile der Glimmer-, Amphibol- und Pyroxengruppen neben einander. Je nach den mit der begriffsbestimmenden Combination Quarz-Feldspath verbundenen Mineralien unterscheidet man folgende Hauptarten innerhalb der Granitfamilie.

1. Granit im engeren Sinne heissen die Granitgesteine, welche sowohl dunklen wie hellen Glimmer führen;
2. Granitit nennt man die nur dunklen Glimmer führenden Granitgesteine;
3. Amphibolgranite sind Granite, die keinen Glimmer, sondern nur Amphibol neben Quarz und mehrerlei Feldspathen führen.

Diese drei Arten, zu denen sich eine kleine Anzahl von Unterarten und Varietäten gesellt, sind weder absolut strenge von ein-

* Iddings and Cross, Amer. Journ. 1885. Aug. XXX. No. 176. p. 108.

ander geschieden, noch verfliessen sie in einander. Am nächsten mit einander verwandt und durch manche Zwischenglieder (Amphibolgranitite und Biotitamphibolgranite) mit einander verbunden sind die Arten 2, 3; weniger verwandt sind 1 und 2. Recht scharf geschieden ist 1 von 3. Die Selbständigkeit dieser einzelnen Arten wird documentirt durch ziemlich constante chemische Unterschiede (die Acidität nimmt im Allgemeinen stetig von 1 nach 3 ab) und durch gewisse Modificationen in den Mengenverhältnissen der verschiedenen Feldspathe in denselben sowie dem Auftreten accessorischer Gemengtheile. Manche Granitmassen sind durch auffallende Constanz des mineralogischen Charakters in ihrer gesammten Ausdehnung, andere und seltenere durch grosse Variabilität desselben gekennzeichnet.

Granit.

Der Granit im engeren Sinne, dessen Zusammensetzung man früher der mineralogischen Definition zu Grunde zu legen pflegte, ist anscheinend die am seltensten vorkommende Art. Er bildet Stöcke und Gänge; bei den stockförmigen Vorkommnissen scheinen die Übergänge in Granitit, bei den gangförmigen diejenigen in (später zu besprechende) Apatit- und Turmalingranite am häufigsten zu sein. Das verbreitetste accessorische Mineral dürfte, wenn man den „Hans in allen Gassen", Pyrit, unberücksichtigt lässt, der Granat sein. Alkalifeldspathe herrschen im Allgemeinen stark vor; die Menge des Quarzes ist bedeutend, zumal bei gangförmigem Auftreten.

Stöcke von Granit kennt man im Schwarzwald (Eisenbacher Granit), in den Vogesen (Bressoirgranit Groth's, Granite des Vosges Delesse), im Fichtelgebirge, im Bayerischen und Böhmerwald, im Harz (Ramberg), im Riesengebirge, in Böhmen, Mähren, im centralen und nördlichen Frankreich, in den Alpen (Protogingranit), in Cornwall, in Schottland, Irland, auf den Canalinseln, in Skandinavien, Spanien, Portugal, New Hampshire (Concord and Haberville), Australien u. s. w. — Gänge sind allgemein in Granitterritorien verbreitet.

Die sichere Unterscheidung von Granititen ist bei der Häufigkeit der secundären Muscovitbildung nicht immer ohne Schwierigkeit. — Neben dem normalen Bestande und dem sehr häufigen Granat erscheint öfter als accessorischer Gemengtheil der Cordierit (St. Nabord in den Vogesen, Bodenmais, Snowy River und Ceati Creek in

Australien) und seine Umwandlungsproducte, daneben auch an den erstgenannten zwei Localitäten ein gründurchsichtiger Spinell. — Sehr selten ist Titanit, so im Ramberggranit des Harzes und nach Phillips bei Aberdeen. — Eigenthümlichen Verhältnissen dürfte der von Macpherson in einem in krystallinen Schiefern aufsetzenden Granitgang bei Chapas de Marbella, Serrania de Ronda, neben Turmalin beobachtete Andalusit seinen Ursprung verdanken. In derselben Combination findet sich das gleiche Mineral in einem Granit von Redruth in Cornwall und einer Granitapophyse des Granitits von Barr bei Truttenhausen, Unter-Elsass.

Turmalin pflegt besonders constant in den mehr oder weniger Cassiterit-führenden, durch dunklen Lithionit neben Muscovit charakterisirten Graniten aufzutreten, die man gegenüber den normalen biotithaltigen Formen als Lithionitgranite bezeichnen könnte. Er verdrängt hier bisweilen vollständig den Lithionit und bildet geradezu Pseudomorphosen nach demselben, wie schon Bonney beobachtete. Auf diese Weise entstehen die sogenannten Luxullianite aus Graniten, welche man passend von den typisch gangförmigen Turmalingraniten getrennt hält. Neben diesen compacten, fast stets braundurchsichtigen Turmalinen siedelt sich dasselbe Mineral in feinen, meist blauviolett oder grün durchsichtigen Nadeln und Büscheln auch im Feldspath an und verzehrt diesen, unter Rücklassung von Quarz und Neubildung von Cassiterit in pyramidalen Krystallen und langen Nadeln, mehr oder weniger (Luxullion in Cornwall, S. Bartolameo in Portugal), so dass schliesslich ein aus Quarz, Turmalin und hellem Glimmer bestehendes Gestein übrig bleibt. Der Vorgang ist durchaus analog der Greisenbildung und man könnte sehr wohl diese Endformen direct zum Greisen stellen. Auch haben beide Vorgänge die gleichen Ursachen und Greisen wie Luxullianit sind metamorphe Facies von Granit.

In manchen Graniten, und zwar nur in solchen, welche gewaltigen mechanischen Vorgängen unterlagen und die Spuren dieser auch in der Structur deutlichst erhalten zeigen, findet man in den Feldspathen eine massenhafte Einlagerung von Sillimanit und nahezu farblosen Epidoten, oder einem dieser Mineralien allein, bei gleichzeitiger Entwicklung eines grossblättrigen Muscovit. Daneben entsteht auch wohl Granat in Körnern und Krystallen. Solche Gesteine sind nach Mineralconstitution und Structur als dynamometamorphe Gneissfacies von Graniten zu bezeichnen. Beispiele liefern der Fibbiagranit am St. Gotthard, der Protogingranit am

Mont Blanc, der Granit von Jora Dovre in Norwegen und andere Vorkommnisse Skandinaviens und der iberischen Halbinsel.

Granitit.

Der Granitit ist die in Stockform weitaus verbreitetste Art der granitischen Gesteine, welche allein mit allen anderen Arten durch Übergänge verbunden ist. Nicht nur das Fehlen des Muscovits unterscheidet den Granitit vom Granit; mit dem Austritt dieses Minerals ist im Allgemeinen ein stärkeres Hervortreten der Kalk-Natronfeldspathe, eine Zunahme der Eisenerze und eine Abnahme des Quarzes verbunden. Der in den Graniten so häufige Granat erscheint hier weit seltener, ebenso der Cordierit, der Orthit und der Turmalin. Dagegen ist der Titanit in einfachen Krystallen und Zwillingen der Form $\frac{2}{3}P\grave{2} . 0P . P\grave{\infty}$ ($\bar{1}23$) (001) ($\bar{1}01$) sehr häufig vorhanden und krystallisirte nach den Erzen und vor dem Biotit aus. Granitite, in denen statt des Biotits ein Lithionit auftritt, kann man als Lithionitgranitite unterscheiden. Wenn man nach Handstücken urtheilen darf, scheinen solche Gesteine sich unter den Cornwalliser Granitmassiven zu finden.

Die Granitite nehmen gern Amphibol auf; es bildet sich so die Abart der Amphibolgranitite, welche in den Vogesen (Granites des Ballons von Delesse, Kammgranit von Groth), im Odenwald, in der Auvergne, im Fichtelgebirge, auf den Canalinseln (Guernsey), auf den britischen Inseln (Leicestershire, Loch Etive), in Skandinavien (Upsala, Elfdalen, Ulven am Mjösen, Frederikshafn), in der Troas (hier beobachtete Diller die Bildung des Anatas aus Titanit), in den Vereinigten Staaten (Watab und Sauk Rapids, Minnesota, Quincy, Mass.), in Sumatra (Soengei Lassi und Siloenkang) zahlreich vorkommen. Mit der Menge des Amphibols pflegt Quarz und Orthoklas im umgekehrten, Oligoklas im directen Verhältniss zu stehen. Dadurch entwickeln sich vollständige Übergänge zu Plagioklasgesteinen, den dioritischen Facies der Granitite, einerseits, zu quarzarmen bis quarzfreien Orthoklasgesteinen, den syenitischen Facies der Granitite, andererseits. — Hierher gehören auch die von Stelzner beschriebenen und Andengranite genannten Gesteine, welche inselartig inmitten andesitischer Tuffe und trachytischer Gesteine im Juncalthale am Westabhange der Chilenischen Cordillere und in der Calabozoschlucht am Vulkan Descabezado auftreten. Der Feldspath des letztgenannten Gesteines enthält neben Flüssigkeitseinschlüssen auch solche von Glas, während in den

sehr zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen des Quarzes ausser den so häufigen isotropen und wasserhellen Würfeln oft ein förmliches Aggregat von doppeltbrechenden wasserhellen Körnern eingeschlossen ist; daneben finden sich auch in diesem Mineral Glaseinschlüsse.

Weit seltener als der Amphibol findet sich ein Pyroxen accessorisch in Granitit und Amphibolgranitit ein. Derselbe pflegt dann sehr eng mit dem Biotit verbunden zu sein und die beiden Mineralien stehen evident in einer epigenetischen Beziehung. Der Biotit hat sich offenbar an Stelle des magmatisch resorbirten Pyroxens gebildet. Diese Verhältnisse sind sehr deutlich an südvogesischen Vorkommnissen (Val d'Ajol, Cornimont, Quellgebiet der Mosel) zu beobachten, kehren aber ähnlich an anderen Localitäten, so z. B. im Amphibolgranitit des südwestlichen Dalekarlien (Jernagranit Törnebohm's), und im Amphibolgranitit von Leicestershire (Mount Sorrel, Groby), Sumatra und Albany, N. H., wieder. — Statt oder neben dem meist grünen, selten braunen und diallagähnlichen Augit erscheint wohl auch ein rhombischer Pyroxen mit den Eigenschaften des Bronzit; Beispiele liefert der Juliergranit in den Alpen, die Granitite aus der Gegend des Roxensees, von Askersund und Ingelsbyle in Schweden. Die Feldspathe solcher pyroxenführender Granitite zeigen oft die für Gabbrogesteine charakteristische braune Farbe, welche durch globulitische Interpositionen (von Ilmenit?) bedingt ist, und welche bei Graniten sehr selten sonst vorkommt. In allen diesen Verhältnissen spricht sich eine Tendenz zur Entwicklung einer Gabbro-Facies des Granitits aus. Dieselbe scheint erreicht zu sein in einem von Törnebohm (Mellersta Sveriges Bergslag, Blatt 7 p. 21) Gabbrogranit genannten stockförmigen Gestein westlich von Haakanbols in Schweden, welcher aus grauem Plagioklas, Orthoklas, braunem Glimmer, grünem Diallag oder diallagähnlichem Augit, Hornblende und Quarz nebst Titanit, Apatit und Magnetit besteht.

Durch constanten und charakteristischen Augitgehalt in Graniten wird die kleine Abart der Augitgranitite begründet. In typischer Ausbildung erscheinen diese Gesteine als gangförmige Gebirgsglieder in der Formation der krystallinen Schiefer am westlichen Abhang der mittleren Vogesen bei Laveline, Frapelle und Neuviller in naher geologischer Beziehung zu Kersantiten, mit denen sie naturgemäss auch den Reichthum an Calcit und serpentinartigen Verwitterungsproducten theilen. Es bleibt zunächst noch fraglich, ob ein von Cohen beschriebener und analysirter, biotit-

armer Augitgranitit von Oberbruck im Dollerenthale der Südvogesen, sowie die von Harris Teall untersuchten Augitgranitite der Cheviot Hills hierher gehören. Nach dem ganzen Habitus der mir bekannt gewordenen Handstücke stellen sie sich mehr neben die eine Gabbrofacies anstrebenden, oben erwähnten Vorkommnisse. Das Gleiche gilt von einem, auch Amphibol führenden, an diallagähnlichem Augit reichen Granitit des Dameridagh im Caucasus, und von zwei sumatranischen Augitgranititen (am Wege von Kajoe-Lawang nach Kopat und von Bangkiang Loeboe). Der erstere enthält accessorisch noch stark pleochroitischen Hypersthen. — Einen sehr feinkörnigen, biotitarmen und hornblendefreien Augitgranitit von Grönland beschrieb Wichmann.

Manche Granitite von normaler Zusammensetzung, sowie Amphibolgranitite und Amphibolgranite besitzen einen kleinen Gehalt an Calcit, der unter Bedingungen auftritt, welche gegen die Auffassung desselben als eines Zersetzungsproductes zu sprechen scheinen. Derselbe füllt nämlich unregelmässig oder regelmässig eckige Räume zwischen den normalen Gemengtheilen aus. G. W. Hawes erwähnt wohl zuerst solchen Calcit aus einem quarzarmen Amphibolgranitit von Columbia, N. H., und schon er sprach sich für eine nicht eigentlich secundäre Natur desselben aus. Später beobachtete Törnebohm Ähnliches an dem Granitit von Guömala in Bleking und Wassarö, Roslagen in Schweden; dieser Forscher betont es mit Recht, dass Mikroklin unter analogen Verhältnissen den Calcit begleitet, und dass der Calcit gerade im frischen Gesteine erscheint, im verwitterten verschwindet. Die Odenwälder Amphibolgranitite der Gegend von Hochsachsen zeigen Ähnliches. Die Erscheinung hängt zusammen und findet ihre Erklärung in der bei Graniten ziemlich verbreiteten miarolitischen Structur.

Amphibolgranit.

Die Amphibolgranite in idealer Reinheit der Zusammensetzung sind nicht eben häufig. Meistens enthalten sie geringe Mengen von Biotit. In dieser Form sind sie in den Vogesen, im Odenwald, im skandinavischen Norden und Finnland, in Canada (Shipton Rouge), England (Charnwood forest) und im Caucasus (Alagös bei Ardubát) bekannt. Sie stehen in jeder Beziehung den Granititen sehr nahe, pflegen noch mehr Kalknatronfeldspath und weniger Quarz als diese zu besitzen, so dass sie oft in echte Syenite und Diorite übergehen. Der Titanit dürfte kaum je fehlen und ist stets älter als die Horn-

blende, soweit er primärer Natur ist. Eisenerze pflegen ziemlich reichlich vorhanden zu sein.

Auch der Amphibolgranit enthält nicht selten Malakolith oder diallagähnlichen Augit als accessorischen Gemengtheil. Der Pyroxen bildet dann oft die Centren der Amphibolindividuen, die sich anscheinend auf Kosten einer magmatischen Resorption des Pyroxen entwickelten. Solche Varietäten finden sich — abgesehen von den früher erwähnten — im südlichen Odenwald und bei Escaminhos in Portugal. Man kann dieselben am passendsten als augitdioritische Facies von Graniten ansehen, da zumeist eine bedeutende Zunahme des Plagioklas mit dem Auftreten des Augits verbunden ist.

Faciesbildungen der Granite.

Wenn man als Facies locale, nach mineralogischer Zusammensetzung oder Structur von der Hauptmasse abweichende Ausbildungsformen von Eruptivgesteinen bezeichnet, so kann man demgemäss Constitutionsfacies und Structurfacies unterscheiden. Es mögen hier zunächst nur die durch abweichende mineralogische Zusammensetzung oder doch hauptsächlich durch diese charakterisirten Faciesbildungen der Granitgesteine in Betracht gezogen werden und unter diesen wieder nur solche, welche wir als ursprüngliche, während des Bildungsprocesses des Gesteins entstandene, ansehen dürfen.

Vergegenwärtigt man sich den Krystallisationsprocess eines eruptiven Tiefengesteins und zumal den Umstand, dass die Entwicklung der verschiedenen Mineralgemengtheile eine zeitlich verschiedene ist, so ergiebt es sich als ein natürliches und nothwendiges Verhältniss, dass trotz der durch die ganze Masse möglichst gleichmässig herrschenden physikalischen Bedingungen örtlich in jedem Zeitpunkt der Entwicklung Anhäufungen der bereits ausgeschiedenen Verbindungen in dem noch im Schmelzfluss befindlichen Mutterlaugenrest vorhanden sein müssen. Da nun die basischeren Verbindungen im Allgemeinen die älteren sind, so ist es selbstverständlich, dass die Anhäufungen bereits ausgeschiedener Mineralien und Mineralcombinationen die mineralogische Zusammensetzung basischerer Gesteine haben müssen, d. h. in einem granitischen Gesteine werden sich nothwendig syenitische, dioritische und Gabbrofacies ausbilden. Denkt man sich diesen Process mehr und mehr fortschreitend, so wird neben den basischen Ausscheidungen ein immer saurerer Mutterlaugenrest sich entwickeln, der seinerseits schliesslich

krystallisirt, und man hätte dann eine Spaltung eines einheitlichen Eruptivmagmas in geologisch eng verbundene Massen von basischen und von sauren Gesteinen. — Eine geringe Modification des Vorgangs würde nach Ausscheidung einer gewissen Menge basischerer Mineralmassen und darauffolgender normaler Gesteinskrystallisation einen kleinen sauren Rest lassen, der zuletzt fest werden würde, und man hätte einen engen geologischen Verband eines normalen Tiefengesteins mit basischeren und saureren Facies. — Der Ort dieser basischeren und saureren Facies und die Dimensionen derselben würden offenbar von den Temperaturschwankungen und den Strömungen innerhalb des krystallisirenden Eruptivmagmas abhängen. Bei verhältnissmässig stetiger Ruhe, also bei geringen Strömungen in demselben, wäre zu erwarten, dass die randlichen und tieferen Massen besonders reich an den älteren basischen Bildungen sein müssten; bei verhältnissmässig starken Bewegungen in denselben ist eine linsenförmige Abgrenzung und Anordnung der verschiedenen Ausscheidungen wahrscheinlich; die älteren, bereits festen Gesteinsmassen würden Zerreissungen und Zerstückelungen erfahren und ihnen gegenüber würden die jüngeren und saureren Massen sich gangförmig und umhüllend verhalten. Die Grenzen der verschiedenen Bildungen gegen einander müssen zufolge der geringen Compactheit der älteren und ihrer randlichen Wiederauflösung, sobald sie in einem für den Bestand eines oder mehrerer ihrer Gemengtheile zu aciden Magma schwimmen, im Allgemeinen wenig präcise, die Übergänge mehr oder weniger allmählige sein, wenn auch das Gegentheil nicht ausgeschlossen ist. Bei sehr stetiger und sehr ruhiger Entwicklung der gesammten Eruptivmassen werden die Anhäufungen der älteren Ausscheidungen keine bedeutenden Dimensionen annehmen können und müssen daher immer wieder rasch resorbirt werden, so dass nach Vollendung des Krystallisationsactes ein sehr gleichmässiges Gemenge aller normalen Gesteinsgemengtheile vorliegen wird.

Alle die soeben aus den Krystallisationsbedingungen eines Tiefengesteins als nothwendig abgeleiteten Verhältnisse finden sich bei den granitischen Gesteinen in reichster Mannichfaltigkeit vor. Allenthalben stellen sich die basischeren, syenitischen und dioritischen, seltener gabbroähnlichen Facies, bald in rundlichen, eiförmigen, durch ihre dunkle Farbe auffallenden, an den Fe- und Mg-haltigen Gemengtheilen reichen, oft einschlussartig aussehenden, aber von wirklichen Einschlüssen doch leicht zu unterscheidenden, feinkör-

nigen sogenannten basischeren Concretionen oder Ausscheidungen, bald in kürzeren und längeren Schlieren von oft sehr bedeutenden Dimensionen, bald in anscheinend gangförmigen Massen, bald in mehr oder weniger continuirlichen peripherischen Schalen ein, auf welche bereits Delesse aufmerksam machte. — Ihnen gegenüber treten die hellen, wohl als felsitisch bezeichneten saureren Facies entschieden zurück; sie haben auch nicht die Form rundlicher, in Ruhe gebildeter Concretionen, sondern vorwiegend diejenige von schlierenförmigen und gangförmigen, anscheinend jüngeren, der Gesteinshauptmasse gegenüber scheinbar activ durchbrechenden, nicht passiv umhüllten Massen.

Ähnliche Verhältnisse, wie sie sich aus den Krystallisationsgesetzen eines einheitlichen Tiefengesteins ableiten, können natürlich auch dadurch zur Entwicklung gelangen, dass in kurzen Intervallen auf derselben Spalte immer neue Eruptivmassen empordringen, ehe die früher geförderten vollständig verfestigt wurden. Da mit grosser Wahrscheinlichkeit anzunehmen ist, dass die späteren, also aus grösseren Tiefen gehobenen Magmen basischer sind, als die früheren aus höherem Niveau, so wird gleichfalls eine schlierige Verflechtung oder gangförmige Durchsetzung mineralogisch verschiedener Gesteine das Endergebniss sein. Doch wäre in diesem Falle zu erwarten, dass die activ durchbrechenden und verflechtenden Gesteinsmassen die basischeren, die passiv umhüllten und durchflochtenen die saureren wären. In beiden Fällen würde sich die Gesammtheit aller dieser verschiedenen Facies als eine einheitliche geologische Masse nach aussen, also z. B. mit Beziehung auf Contactwirkungen, verhalten müssen.

Faciesbildungen in Graniten sind so allgemein verbreitete Erscheinungen, dass es der Anführung einzelner Vorkommnisse nicht bedarf. Zu den schönsten und lehrreichsten Vorkommnissen wären in Deutschland wohl diejenigen aus dem südlichen Odenwald (Cohen und Benecke) und von der Ostseite des Brockenmassivs (Lossen) zu erwähnen, wo vom Wormkethal bei Schierke über die Hohne, das Dumkuhlenthal und das Holzemmethal bei Hasserode eine Gesteinsreihe vorliegt, die vom typischen Granitit einerseits zum Gabbro, andererseits zu sehr basischem Diorit hinführt und in welcher Amphibolgranitit, Augitamphibolgranit, Quarzdiorit, Augitdiorit und quarzhaltiger Augit-Biotit-Gabbro die namhafteren Glieder darstellen. Wie gross oder wie klein auch die geologische Selbständigkeit dieser mannichfach zusammengesetzten Massen sei, so bilden sie jedenfalls

im weiteren Sinne eine zur Granitformation des Brockens gehörige Randzone. — In ähnlicher Weise scheinen nach Schilderungen Howitt's die Verhältnisse in den Granitterritorien des Swift's Creek im westlichen Victoria und nach denen Verbeek's bei Granitmassen der Westküste von Sumatra entwickelt zu sein. — Weniger mannichfaltig und nicht bis zu den basischesten Endgliedern fortschreitend ist nach der Darstellung Brögger's die Faciesbildung in dem Granit der Umgebung von Christiania (Norwegen) zur Ausbildung gelangt.

Structurformen der granitischen Gesteine.

Man pflegt die normale Structur der granitischen Gesteine eine richtungslos körnige zu nennen und will damit ausdrücken, dass die Anordnung der Mineralgemengtheile in jeder durch das Gestein gelegten Ebene die gleiche sei. Diese Bezeichnung ist eine vollkommen zutreffende. Es ist jedoch diese Richtungslosigkeit nicht zugleich eine Regellosigkeit; vielmehr lässt sich bei einiger Aufmerksamkeit in den normalen, nicht structurell metamorphosirten Graniten wohl erkennen, dass die Reihenfolge der Ausscheidungen der Gemengtheile auch ihre Anordnung regelte. Die ältesten Krystallisationen im Gestein, Zirkon, Apatit und Erze, sowie eventuell Titanit finden sich mit Vorliebe als Einschluss in dem Biotit, der Hornblende und im Pyroxen oder unmittelbar an deren Rändern. Um die eisenhaltigen Gemengtheile ordnen sich alsdann die Feldspathe nach allen Richtungen des Raumes; zwischen diesen selbst und zwischen den geschilderten Mineralaggregaten hat sich der Quarz angesiedelt. Jedes ältere Mineral hat jedem jüngeren als Ansatzpunkt bei dessen Krystallisation gedient und somit gewinnt die Structur annäherungsweise einen roh centrischen Charakter, der ohne Zweifel deutlicher zur Erscheinung kommen würde, wenn nicht die Menge der Feldspathe so sehr viel grösser wäre, als diejenigen der übrigen Gemengtheile. Die Korngrösse derselben kann hierbei eine beliebige sein, ohne dass dadurch das Wesen der Structur geändert wurde; dasselbe liegt vielmehr in der mit dem relativen Alter der Gemengtheile abnehmenden idiomorphen Begrenzung derselben. Taf. I Fig. 1.

Da nun aber das specifische Gewicht eines Granitglases oder Schmelzflusses ein bedeutend niedrigeres ist, als dasjenige eines auskrystallisirten Granitgesteins, so muss die Krystallisation desselben ein Act molekularer Verdichtung sein und es wäre zu er-

warten, dass die Granitgesteine durchgehends den von ihren Magmen eingenommenen Raum nicht vollständig ausfüllen würden. Das müsste entweder zur Ausbildung einer zuckerkörnigen (miarolitischen) Structur, oder zur Entwicklung unregelmässig begrenzter Hohlräume im Gestein führen, in welche hinein die Krystallenden der verschiedenen Gemengtheile ragen würden. Beiderlei Structurformen sind bei granitischen Gesteinen bekanntlich nicht selten zu beobachten; es bedarf nicht der Anführung von Beispielen für miarolitische und für Drusengranite. Man sollte jedoch erwarten, dass solche Ausbildungsformen nicht nur gelegentlich, sondern allgemein vorhanden sein müssten.

Gewisse Verhältnisse machen es in hohem Grade wahrscheinlich, dass miarolitische und Drusenstructur thatsächlich bei den Graniten überaus verbreitet, aber allerdings durch Mineralneubildungen versteckt sind. So findet man, dass sehr allgemein um die grösseren Feldspathindividuen herum und in den Interstitien zwischen ihnen sich ein Gemenge von Mikroklin und Quarz, oder Orthoklas und Quarz angesiedelt hat, dessen Material eine andere Mikrostructur besitzt, als die gleichen Substanzen dort haben, wo sie sich als normale Gemengtheile des Gesteins kundgeben. So ist z. B. der Feldspath dieser „Ausfüllungssubstanzen", welche sich in ursprünglichen miarolitischen Räumen ausschieden, durch auffallende Frische und Wasserhelligkeit charakterisirt, oder aber der Feldspath und Quarz befinden sich in jener aus den Schriftgraniten allgemein bekannten gesetzmässigen Verwachsung mit einander, während eine solche in der eigentlichen Gesteinsmasse nicht vorkommt. Wo diese ursprünglichen miarolitischen Hohlräume etwas bedeutendere Dimensionen erhalten, bemerkt man auch nicht selten eine zu der Axe derselben symmetrische Anordnung der Ausfüllungssubstanzen. In die Kategorie dieser gehört neben Quarz und Mikroklin, beziehungsweise Orthoklas, mit einiger Sicherheit auch der oben besprochene Calcitgehalt mancher Granite.

Wenn bei der Krystallisation des Gesteins statt unzähliger kleiner miarolitischer Zellen sich einzelne grössere Drusen und gangförmig langgestreckte, oder anders gestaltete grössere Hohlräume bildeten, so kann auch bei diesen eine allmählige secundäre Ausfüllung durch Feldspath und Quarz, sowie andere Mineralien sich vollziehen, die dann gleichfalls eine symmetrische Anordnung zeigen werden. Die Ausfüllung ist bald eine vollständige, bald eine nur partielle. Bezeichnenderweise ist auch hier der Feldspath vor-

wiegend Mikroklin. Ein solcher Vorgang dürfte in vielen Fällen die Bildung der schriftgranitischen und pegmatitischen, meist linsenförmigen oder gangähnlichen accessorischen Bestandmassen der Granitgesteine erklären.

Zu einer wirklichen und deutlichen Kugelbildung kommt es bei der Krystallisation der Granite nur selten und man kennt keinen Fall, wo diese eine durchgreifende wäre. Sie bleibt zumeist ein auf geringe Ausdehnung beschränktes abnormes Phänomen. So beschreibt Hawes einen „Pudding-granite" von Craftsbury, Vermont; derselbe stellt einen mittelkörnigen echten Granit dar, in welchem sehr gleichmässig grosse Kugeln von etwa 1.5 Zoll Durchmesser liegen, die fast ausschliesslich aus concentrisch geordneten Biotitschalen bestehen, denen nur sehr wenig Muscovit und Quarz beigemengt ist. — Zirkel (Microscop. Petrogr. of the 40. Parallel., p. 53) erwähnt einen sehr grobkörnigen „metamorphen" Granit von Clark's Peak, Medicine Bow Range, in welchem erbsengrosse schwarze Körner, die für Magnetit gehalten werden, allenthalben von einer sehr feinkörnigen Zone aus Gemengen von Quarz, Feldspath und Muscovit umrandet werden, auf welche dann unvermittelt das sehr grobkörnige Gefüge der normalen Gesteinsgemengtheile folgt, unter denen Muscovit nicht auftritt. — Bis zu 30 cm gross sind die aus einem grauen Kern und zwei dunklen, durch eine wenige Millimeter breite lichte Zone getrennten Schalen bestehenden Sphäroide im Amphibolgranitit von Slätmossa, Kirchspiel Järeda, District Kalmar in Schweden; und im Granit von Fonni, Sardinien, schwanken die Dimensionen der Kugeln von 5—25 cm. An beiden Localitäten bestehen die Sphäroide aus denselben Mineralien, wie das sie umhüllende Gestein, nur in concentrischer Anordnung und oft in anderen Mengenverhältnissen, als in diesen. Als durchaus charakteristisch für diese Kugelbildung in den Graniten, gegenüber derjenigen in dem Corsit etwa, ist das Fehlen der radialen Structur; der Habitus der Gemengtheile bleibt stets körnig und die Anordnung concentrisch schalig.

Sehr verbreitet ist bei den Graniten aller Arten eine Annäherung an porphyrische Structur ohne Entwicklung einer eigentlichen Grundmasse. Dieselbe besteht darin, dass die Bildung des Quarzes in zwei Perioden sich vollzieht. Die stets nur in geringer Menge vorhandenen Quarzindividuen der ersten Periode besitzen alsdann mehr oder weniger deutliche idiomorphe Begrenzung und sind gern in grossen Feldspathindividuen eingeschlossen. Ziemlich häufig be-

gegnet man auch einer Wiederkehr der Orthoklas-, selten einer solchen der Plagioklasbildung. Wo dieses der Fall ist (z. B. sehr schön an manchem Rapakiwi), da pflegt der jüngere Plagioklas den Orthoklas zu umranden, während zugleich idiomorphe Individuen desselben im Orthoklas eingeschlossen sind. — Bis zur Entwicklung einer eigentlichen Grundmasse pflegt die porphyrische Structur nur in den peripherischen Theilen der Granitmassive und in den Apophysen derselben, beziehungsweise in gangförmigen Graniten vorzuschreiten. Es entstehen dann structurelle Facies granitischer Gesteine, die man je nach der Ausbildungsform der Grundmasse als granitporphyrische, granophyrische, sphärolithische u. s. w. Facies zu bezeichnen pflegt. Die Einzelheiten dieser verschiedenen Structurformen werden an späterer Stelle zur Darstellung gelangen.

Ebenso pflegt die Ausbildung einer deutlichen Parallelstructur, welche den Graniten einen gneissartigen Habitus aufdrückt, auf die Peripherie der Granitmassive und auf Gänge und Apophysen beschränkt zu sein. Die mikroskopische Untersuchung derartiger Vorkommnisse zeigt, dass in gewissen Fällen eine solche Parallelstructur lediglich durch die Anordnung der Glimmer- oder Amphibolindividuen bedingt wird, ohne dass zugleich Feldspath und Quarz davon afficirt würden, und ohne dass sich mechanische Phänomene (Druck, Streckung) damit verbänden. Die Ursache dürfte dann in Strömungen innerhalb des Eruptivmagmas zu suchen sein, die noch nach der Ausscheidung der eisenhaltigen Gemengtheile fortdauerten. — In andern Fällen ist dagegen neben der Parallelordnung der Glimmer- und Amphibolindividuen zugleich eine Zertrümmerung und Streckung der Feldspathe und Quarze wahrnehmbar. Die Parallelstructur ist alsdann ein secundäres Streckungsphänomen, während sie im ersten Falle als ein primäres Fluidalphänomen aufzufassen ist. Solche durch Gebirgsdruck hervorgebrachte Parallelstructur ist also im strengsten Sinne des Wortes metamorpher Natur und dementsprechend auch in vielen Fällen von eigenthümlichen, oben erwähnten (S. 31) Mineralneubildungen begleitet. Taf. I Fig. 2 giebt eine bildliche Darstellung dieser secundären Parallelstructur, die man als eine Gneissfacies des Granits charakterisiren kann. Manche alpine und skandinavische Granite zeigen sie in vollendeter Ausbildung. Der Quarz ist zu sehr feinkörnigen Linsen und Schnüren gestreckt, die sich um die Feldspathindividuen und zwischen diesen hindurch winden, oft untermengt mit kleinen Feldspathkörnern, welche von den grösseren Individuen randlich abge-

löst wurden, und mit Muscovitschüppchen, welche wohl als dynamometamorphose Neubildungen aus Feldspathsubstanz aufzufassen sein dürften. Der dunkle Glimmer ist dann zu einzelnen Blättern und Schuppen auseinander gezogen, die fast stets stark untermengt sind mit winzigen Titanitkörnchen, seltener mit Anataskryställchen, deren Bildung z. Th. auf einen Titangehalt des Glimmers selbst, z. Th. auf die mit dem Glimmer verwachsenen Eisenerze zurückzuführen sein möchte.

Als einen geringeren Grad dieser dynamometamorphen Gneissstructur der Granite kann man jene Ausbildungsform betrachten, bei welcher grössere allotriomorphe Feldspath- und Quarzindividuen gleich Mauersteinen in einem feinkörnigen Aggregat derselben Mineralien, wie in einem Mörtel liegen. Diese Structur wurde zuerst von Törnebohm beschrieben und von ihm sehr bezeichnend Mörtelstructur genannt. Zwischen dieser Mörtelstructur ohne deutliche Streckung und der Gneissstructur giebt es selbstverständlich alle Zwischenglieder. — Eine andere Form derselben besteht darin, dass die ursprünglichen grösseren Individuen, welche das Gestein aufbauten, durch und durch zertrümmert und in feinkörnige Aggregate aufgelöst wurden. Es kann damit die Entwicklung einer deutlichen Schieferung Hand in Hand gehen, oder diese kann auch sehr versteckt, ja kaum wahrnehmbar sein. Alle solche dynamometamorphen Structuren, deren gemeinschaftliches Charakteristikum in der Ortsveränderung der Zertrümmerungsproducte zu sehen ist, nennt Kjerulf zusammenfassend Kataklasstructur. Natürlich erstreckt sich die Zertrümmerung auch auf die Hornblenden, Pyroxene, Titanite, Granate und andere Gemengtheile. Dass manche krystalline Schiefer mechanisch metamorphosirte Eruptivgesteine seien, hat bekanntlich Joh. Lehmann in seiner schönen Granulitarbeit ausgeführt.

Metamorphosen in und an den Graniten.

Sieht man ab von denjenigen Veränderungen, welche durch die Einwirkung der Atmosphärilien hervorgebracht worden sind, so mögen alle andern structurellen oder stofflichen Umwandlungen, welchen ein fertiges Gestein durch Einwirkung geologischer Processe unterlag, als Metamorphosen desselben bezeichnet werden. Soweit solche Metamorphosen an die Berührung eines durchbrechenden und durchbrochenen Gesteins örtlich und causal gebunden sind, werden sie Contactmetamorphosen genannt und je nachdem sie im

UNIVERSITY OF CALIFORNIA

durchbrechenden oder durchbrochenen Gestein zur Entwicklung gelangten, mit einem zuerst von Fournet gebrauchten Ausdruck als endomorph und exomorph unterschieden.

Die Ausbildung gewisser abnormer Structuren, welche im Vorhergehenden besprochen wurden, ist im strengen Sinne des Wortes auch ein metamorphes und insofern dieselbe an die peripherischen Theile der Granite gebunden erscheint, ein contactmetamorphes Phänomen. — Ebenso dürfte das Auftreten gewisser Mineralien im Granit, die keine allgemeine Verbreitung haben, in ähnlichem Sinne aufzufassen sein; so tritt z. B. nach Beobachtungen von E. E. Schmid an dem unmittelbaren Contact des Granitits mit den Labrador-Dioriten des Ehrenbergs bei Ilmenau im ersteren der sonst durchaus fehlende Augit an die Stelle der accessorischen Hornblende desselben. — Das so weit verbreitete Erscheinen des Turmalins in den randlichen Theilen von Granitmassiven und an den Salbändern von Granitgängen gehört in dieselbe Kategorie von Phänomenen. Da nun die Bildung des Turmalins mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit auf eine bestimmte Gruppe von Sublimationsprocessen hinweist, wofür auch seine häufige Begleitung durch Topas und Fluorit spricht, so kann die Entstehung dieses Minerals nicht nothwendig an einen bestimmten Contact, sondern nur allgemein an das Vorhandensein von Spalten geknüpft sein, die allerdings sich naturgemäss häufiger an der Peripherie als in dem Centrum von Gesteinskörpern zeigen werden. Wo der Turmalin sich derart herrschend in einem granitischen Gestein ansiedelt, dass er ein wesentlicher Gemengtheil wird, wie in den eigentlichen Turmalingraniten und Luxullianen, da lässt sich seine secundäre Entstehung mit Sicherheit aus dem Umstande erweisen, dass er als Verdränger ursprünglicher Gemengtheile und in Pseudomorphosen nach diesen (Biotit, Feldspath) erscheint. Derartige Gesteine wären demnach wirkliche metamorphe Facies von Graniten und zwar solche einer eigenthümlichen Art, die man, um an ihre Genese zu erinnern, als Fumarolenfacies bezeichnen könnte. Solche Luxullianite führen nicht selten auch Zinnerze und sind thatsächlich mit den Zinngraniten durch zahlreiche Übergänge verbunden. Das Zinnerz ist ebenso wie der Turmalin nicht ein primärer Gemengtheil, sondern ein secundärer, wie dieses die bekannten Pseudomorphosen eines Gemenges von Cassiterit, Turmalin, Muscovit und Quarz nach Feldspath darthun.

Dass auch der Greisen eine metamorphe und zwar eine durch

dieselben Agentien entstandene Facies granitischer Gesteine sei, beweist sein geologisches Gebundensein an und seine Übergänge in diese, seine Entwicklung von Spalten und Klüften aus, das Auftreten der gleichen abnormen Gemengtheile und die Verdrängung des Feldspaths durch dieselben oder analoge Mineralcombinationen. Der Greisen ist nicht nur ein feldspathfreier, durch accessorischen Gehalt an Topas, Fluorit, Nakrit, Cassiterit, Rutil, Lithionit, Turmalin u. s. w. charakterisirter Granit, sondern ein Granit, dessen Feldspath verdrängt ist durch Quarz, welchen die andern Mineralien, zumal Topas, begleiten. Der ganze Process der für den Greisen charakteristischen Mineralbildungen ist nur verständlich unter Annahme von Fluor- und Bor-haltigen Exhalationen, welche auf das feste auskrystallisirte Gestein einwirkten und den Glimmer und Feldspath z. Th. unter Erhaltung ihrer Formen durch die Neubildungen Quarz, Turmalin, Topas, Fluorit, Cassiterit etc. ersetzten. Die bekannten Versuche Daubrée's zur künstlichen Darstellung der Zinnerzparagenese und mehr noch die Beobachtungen der sächsischen Landesgeologen auf Blatt Falkenstein, welche später zur Besprechung gelangen werden, bestätigen diese Auffassung*.

Die Veränderungen, welche der Granit in den ihn umgebenden Schiefer- und Schichtgesteinen hervorgebracht hat, sind ganz ausserordentliche und gehören zu den wichtigsten geologischen Processen, die man kennt. Dieselben sind ihrer Natur nach, soweit man aus den vorliegenden Erfahrungen schliessen darf, und von Ausnahmefällen abgesehen, durchaus unabhängig von der stofflichen Natur des Granits. Ja sie sind die gleichen nicht nur um die Granite der verschiedenen Arten, sondern auch um die Syenite, Elaeolithsyenite, Diorite und Gabbro. Das Eruptivgestein kann also nicht gewirkt haben durch seine Substanz, sondern nur durch die mit seiner Intrusion nothwendig verknüpften, in den umgebenden Schiefer- und Schichtgesteinen hervorgerufenen, physikalischen Verhältnisse. Diese sind, wie leicht absehbar, die gleichen bei allen stockförmigen Tiefengesteinen. Einen ferneren Beleg für diese Auffassung

* Herr Dr. A. Sauer äusserte sich gegen mich in einem Briefe d. d. Freiberg 2. VII. 85 folgendermassen: „Was den Greisen anbetrifft, so ist dieser jedenfalls eines der merkwürdigsten Gesteine, sobald man den Standpunkt vertritt, dass er genetisch dem Granit gleichwerthig sei. Ich für meinen Theil habe (wenigstens für Sachsen) aber bis jetzt nicht diese Überzeugung gewinnen können; ein Theil der Greisen in sächsischen Graniten (so sämmtliche des Eibenstock-Neudecker Revieres) sind ganz sicher umgewandelte Granite; der Feldspath ist verschwunden und durch Quarz ersetzt."

liefert die Thatsache, dass die exomorphen Contacterscheinungen um Tiefengesteine durchaus nach Grad und Art die gleichen sind nach allen Richtungen um dieselben, also unabhängig von Streichen und Fall der metamorphosirten Sedimente. Dagegen sind die Contactproducte um die Tiefengesteine substantiell durchaus verschieden je nach dem Material, welches der Metamorphose unterlag, also andere in Thonschiefern, als in Kalken oder Sandsteinen u. s. w. Man kann es also als ein Gesetz aussprechen, dass bei der Contactmetamorphose um Tiefengesteine das Eruptivgestein nur physikalisch und im Allgemeinen nicht durch Stoffabgabe chemisch wirkte. Die chemische Untersuchung der Contactgebilde in den verschiedenen Stadien der Umwandlung hat ergeben, dass von der Abnahme flüchtiger Stoffe, wie Wasser und organische Substanz, eine Stoffveränderung nicht stattgefunden hat. Der ganze Process ist also wesentlich eine molekulare Umlagerung, zu welcher das Eruptivgestein durch die zunächst von demselben gelieferten Temperatur- und Druckbedingungen den Anstoss, das Sediment das Material lieferte. Es ergiebt sich daraus direct, dass der Grad der Umwandlung eines Sediments in einer gewissen Beziehung zu der Entfernung vom Eruptivgestein und der individuellen Umwandlungsfähigkeit des Sediments stehen, dass die Grenze zwischen Eruptiv- und Sedimentgestein in ihrer Schärfe erhalten bleiben muss, und dass die Stärke der Umwandlung mit der Entfernung vom Eruptivgestein stetig abnehmen muss.

Die Structur und Zusammensetzung der Contactgebilde an Graniten mögen dementsprechend nach der Natur der umgewandelten Schiefer- und Sedimentgesteine besprochen werden.

Ob die Gneisse und andere krystalline Schiefer von granitischen Einlagerungen nach Structur und Zusammensetzung beeinflusst werden, dürfte noch nicht mit Sicherheit entschieden sein. A. Michel-Lévy giebt an, dass die Gneisszonen im Morvan von Granititen, in denen auch Schollen und kleinere Fragmente von Gneiss eingeschlossen sind, durchbrochen werden. Gneiss und Granitit werden ihrerseits beide von eigentlichem Granit („Granulite“) in Massiven, mächtigen und schmalen Gängen durchsetzt. Wo die eruptiven Granite gangartig im Gneiss erscheinen, ist die Grenze beider Gesteine eine scharfe und unvermittelte; wo dagegen grössere Massive der Eruptivgesteine sich mit dem Gneiss berühren oder wo lagerartig „Granulite“ und Gneisse wechseln, da bilden sich zwischen beiden Übergangszonen, deren Gesteinsmaterial als Gneiss grani-

tique oder Granite gneissique und als Gneiss granulitique bezeichnet werden. Für den Gneissgranit wird es als charakteristisch angegeben, dass seine Structur zwischen derjenigen des Granits und Gneisses schwankt, dass neben den normalen Gemengtheilen des Gesteins, Biotit, Titanit, Apatit, Oligoklas, Orthoklas und Quartz granitoide (letzterer als Kitt der übrigen Componenten) auch Quartz de corrosion, d. h. Quarz in rundlichen, von Feldspath eingehüllten Körnern als Neubildung auftritt. — Ebenso entsteht der im Gegensatz zum Gneiss granitique stets die Gneissstructur bewahrende Gneiss granulitique aus dem Gneiss unter Einwirkung des „granulite". Es findet hier nach Michel-Lévy oft geradezu eine Durchdringung beider Gesteine statt, so dass sich Granitmasse in feinsten Adern und Blättchen zwischen die glimmerigen Schichtfugen des Gneisses legt. Dabei findet auch hier Mineralneubildung statt, und zwar entstehen Feldspath (z. Th. Mikroklin) in grossen Krystallen, heller Glimmer und Quarz in körnigen Aggregaten und als Quartz de corrosion, sowie sehr häufig Sillimanit, zum Theil auf Kosten des Biotit und Feldspath des ursprünglichen Gneisses, zum Theil durch Stoffzufuhr aus dem eruptiven „Granulite". Er nimmt zur Erklärung an, dass das ältere Gestein, chemisch ähnlich dem jüngeren Eruptivgebilde, auf eine gewisse Entfernung hin von den, nach Auffassung der französischen Petrographen bei der Bildung der Quarz-Orthoklas-Gesteine nothwendigen und in diesen vorhandenen, agents minéralisateurs durchtränkt und gelöst wurde. Bei der darauf folgenden Neukrystallisation müsse dann Zusammensetzung und Structur analog derjenigen der jüngeren Gemengtheile des letzterumpirenden Gesteins werden. — Ähnliche Gedanken spricht bekanntlich Joh. Lehmann bezüglich der Durchtränkung von krystallinen Schiefern mit Granitmaterial in seinen Granulitstudien aus. — Dass die hauptsächlichen hier dargestellten Verhältnisse auch eine andere Auffassung zulassen, ergiebt sich aus früher Gesagtem.

Für die Beeinflussung von krystallinen Schiefern durch Granite sind noch zwei Beobachtungen von R. Beck zu erwähnen. Derselbe schreibt den Andalusitgehalt gewisser Gneisse, welche bei Hohendorf und Bärendorf schollenartig dem fichtelgebirgischen Granit aufgelagert sind, und welche ihrerseits Lager von egeranführendem Augitschiefer umschliessen, einer Contactwirkung des Granits zu. Der von Sillimanit, Turmalin und Rutil begleitete Andalusit bildet theils unregelmässige Körner, theils bis zu 2 cm lange

Leisten und häuft sich zumal in unmittelbarer Granitnähe derart an, dass er den Hauptgemengtheil des Gesteins bildet. — Ebenso fand Beck, dass in unmittelbarer Nähe der in diesen Gesteinen aufsetzenden Gänge von turmalinführenden Pegmatiten der Gneiss auffällig mit Turmalin angereichert sei.

Schalch beobachtete bei der Aufnahme der krystallinen Schieferformation des Blattes Schwarzenberg im Erzgebirge, dass nur die hellen Glimmerschiefer und deren granatführende, hie und da wohl auch die etwas feldspathhaltigen Varietäten von dem Granit beeinflusst wurden. Dieselben nehmen mit Annäherung an den Granit ein mehr und mehr schuppiges, in der unmittelbaren Umgebung desselben ein cornubianitartiges Gefüge an und führen mit zunehmender Annäherung an den Granit mehr und mehr Biotit in hexagonalen Blättchen und Andalusit, welche dem unveränderten Gestein gänzlich fehlen. Auch Turmalin stellt sich local in bedeutender Menge ein. Hier lässt sich der Vorgang der Contactmetamorphose kaum als eine blosse Molekular-Umlagerung auffassen, vielmehr führt die Vergleichung der mineralogischen Zusammensetzung des unveränderten und metamorphosirten Gesteins nothwendig zur Annahme einer stofflichen Beeinflussung desselben, die dann auch durch die allerdings in beschränkter Weise ausgeführte chemische Untersuchung bestätigt wird. Auffallend könnte bei diesem Verhältniss das Fehlen der Feldspathbildung scheinen; dasselbe ist jedoch allenthalben dort zu constatiren, wo eine reichliche Bildung von fluor- und borhaltigen Mineralien stattgefunden hat.

Am genauesten sind bis dahin die Contactmetamorphosen von Thonschiefern und Kalken an Tiefengesteinen studirt und beschrieben worden. So mannichfach die Erscheinungen je nach der chemischen Constitution des metamorphosirten Sediments im Einzelnen sind, so zeigen doch alle Granit-Schiefer-Contactzonen gewisse gemeinschaftliche und wesentliche Charaktere. Bei einer vollständig und normal ausgebildeten Schiefer-Contactzone am Granit verläuft die Umwandlung des Schiefers in aufsteigender Linie etwa folgendermassen. — Als erstes deutlich erkennbares Anzeichen einer Veränderung erscheinen in den sonst unveränderten Schiefern kleine knotenähnliche, anscheinend concretionäre Körperchen, welche sich als etwas Fremdartiges von der Schiefermasse abheben. Bei fernerer Annäherung nehmen diese Knötchen an Menge und Dimensionen zu, während gleichzeitig auch die Schiefermasse selbst in deutlicherem Schimmer auf den Spaltflächen eine Zunahme der Krystallinität, oft

verbunden mit abnehmender Fissilität, wahrnehmen lässt. Allmählig erkennt man deutlich Glimmerblättchen in der Schiefermasse nebst Quarzkörnchen und der ganze Habitus nähert sich dem der Glimmerschiefer. In diesem Stadium pflegen die Knoten immer mehr zurückzutreten; ihre Grenzen gegen die Gesteinsmasse werden unscharf und man erhält den Eindruck, als würden die Knötchen gewissermassen resorbirt. Bei noch weiterer Annäherung an den Granit verschwinden die Knötchen allmählig ganz und aus dem Schiefer wird ein durch und durch krystallines Gestein, in welchem auch die schiefrige Structur oft durchaus unkenntlich geworden ist.

Es lassen sich danach in der Schiefer-Granit-Contactzone bei vollständiger Ausbildung drei Partialzonen unterscheiden, welche sich in der Reihenfolge von aussen nach innen etwa folgendermassen unterscheiden und charakterisiren lassen:

1) Zone der Knotenthonschiefer; in unveränderter Schiefermasse liegen die knotenartigen Körperchen.
2) Zone der Knotenglimmerschiefer; die Knötchen liegen in einer krystallin veränderten Schiefermasse.
3) Zone der Hornfelse und der schiefrigen Hornfelse. Die Schiefer sind durch und durch krystallin geworden und die Knötchen daraus verschwunden; die schiefrige Structur ist entweder verloren gegangen (Hornfels) oder sie blieb erhalten, wenn auch in weniger vollkommener Weise (schiefrige Hornfelse).

Diese Partialzonen sind natürlich nicht scharf von einander unterschieden, sondern sie verfliessen in einander in der innigsten Weise; auch sind keineswegs bei allen Contactzonen alle die Stadien zur Ausbildung gelangt, sondern es fehlt oft ein oder das andere Glied. Nur gegen den Granit hin sind die Grenzen scharf und nirgends zeigt sich ein Übergang aus den höchst potenzirten Veränderungsproducten in das massige Gestein, während umgekehrt vom normalen Schiefer zum Hornfels nirgends eine scharfe Grenze, sondern allenthalben eine allmählige Entwicklung stattfindet. Nur ist diese Entwicklung nicht als ein Auseinander, sondern im Sinne des Nebeneinander zu verstehen, denn man würde offenbar sich eine falsche Vorstellung von dem Gange einer Contactmetamorphose machen, wenn man annehmen wollte, dass auch die höchst potenzirten Producte derselben in früheren Stadien einmal die Stufen des Knotenthon- und Knotenglimmerschiefers durchlaufen hätten. Vielmehr wird die Sache derart aufzufassen sein, dass die meta-

morphosirende Kraft des Granits im unmittelbaren Contact aus dem normalen Thonschiefer Hornfelse, in weiterer Entfernung Knotenglimmerschiefer und in noch weiteren Abständen nur Knotenthonschiefer zu machen vermochte.

Bei aller Analogie in der formellen Entwicklung der Schiefercontactzonen an den verschiedensten Granitmassiven hat doch eine jede ihren individuellen Charakter und zeigt eine Reihe von Eigenthümlichkeiten, die den anderen nicht eignen. Es würde den Zwecken dieses Buches nicht entsprechen, eine specielle Beschreibung der einzelnen, bis dahin genauer untersuchten Contactzonen zu geben. Für solche Details muss auf die zu Anfang dieses Capitels citirten Arbeiten verwiesen werden. Hier können nur in gedrängter Form die wesentlichsten und allgemeinsten Züge zur Darstellung gebracht werden.

In der Zone der Knotenthonschiefer pflegen ebenso wenig mikroskopisch, wie makroskopisch Veränderungen in dem mineralogischen Bestande der (an verschiedenen Orten sehr verschieden zusammengesetzten) Schiefer und ihrer Structur wahrnehmbar zu sein. Höchstens bemerkt man hie und da eine Umwandlung des im ganz normalen Schiefer vorhandenen Eisenglanzes zu Magnetit und ziemlich allgemein eine grössere Helligkeit der Schiefermasse, welche auf eine Veränderung in dem Pigmente derselben schliessen lässt. Was nun die Knötchen anbetrifft, so sind diese substantiell nicht vom Schiefer verschieden, sondern bestehen aus denselben Gesteinselementen in der gleichen relativen Menge und der gleichen Anordnung, wie im Schiefer. Nur sind sie dunkler als die Schiefermasse und verdanken ihre Entstehung lediglich einer localen Anhäufung des vorher im Gestein allgemein vertheilten Pigmentes. — In seltenen Fällen erscheinen entweder mit Ausschluss der durch Pigmentanhäufung entstandenen Knoten oder auch neben diesen Krystallbildungen, welche sich bald deutlich als Chiastolith erkennen lassen (Bretagne, Skiddaw im Lakedistrict in England, Erlenthal bei Barr in den Vogesen), oder aber wohl dem Dipyr angehören (Contactzone von Kirchberg im Erzgebirge). Der Chiastolith scheint sich in diesem Stadium mit Vorliebe in quarz- und kohlereichen Schiefern zu bilden, die nur selten zu höherer Entwicklung fortschreiten. Der Dipyr dürfte vielleicht auf einen nicht unbedeutenden localen Kalkgehalt des Schiefers schliessen lassen.

Beim Eintritt in die Zone der Knotenglimmerschiefer, der wechselreichsten Partialzone der Granit-Schiefer-Contactringe, be-

merkt man sofort eine sich stetig steigernde Neubildung von Glimmer und Quarz und eine gröbere Entwicklung des Kornes in der Schiefermasse; dabei verschwinden gleichzeitig die wasserreichen Silikate des normalen Schiefers (Chlorit u. dergl.), wo diese vorhanden waren, und es treten eine Reihe mehr accessorischer Mineralneubildungen auf. An die Stelle des Chlorits oder ähnlicher Körper tritt der Magnesiaglimmer in meistens schön chokoladebraunen, selten grünen Blättchen und Lappen ohne idiomorphe Begrenzung. Das Pigment der Schiefer, wenn es organischer Natur war, scheint an Menge abzunehmen und findet sich nicht mehr in gleichmässiger Vertheilung, sondern in grösseren aber spärlicheren Massen zusammengeballt. Unter den Neubildungen erscheint an manchen Localitäten besonders gern der Staurolith in einfachen Kryställchen und in Zwillingen, die oft nur durch ihr pleochroitisches Verhalten als solche erkannt werden können. — Die Knoten sind in diesem Stadium der Contactmetamorphose identisch mit denen in den Knotenthonschiefern. Da aber nun eine krystalline Entwicklung der allgemeinen Schiefermasse begonnen hat, so stellen jetzt die Knoten stark pigmentirte und in der krystallinen Entwicklung zurückgebliebene Theile der normalen Schiefermasse dar. Die Vertheilung des Pigments ist hier wie dort in den Knoten eine ziemlich wechselnde; bald ist dasselbe central angehäuft, bald unregelmässig darin vertheilt, bald bildet es um dieselben einen schmaleren oder breiteren Ring, oder es erscheinen auch wohl mehrere solcher Ringe. Bei weiterer Annäherung an den Granit innerhalb der Zone der Knotenglimmerschiefer werden aber auch die Knoten von der allgemeinen krystallinen Entwicklung ergriffen; es entwickeln sich in ihnen dieselben mineralogischen Neubildungen, wie in der Schiefergrundmasse und auch in der Korngrösse holen sie diese bald ein. Dabei ist die locale Pigmentanhäufung eine immer weniger prononcirte und so verschwinden sie mehr und mehr aus den metamorphen Gesteinen, so dass sich allmählich der Übergang in die innerste Contactzone, diejenige der Hornfelse, vollzieht. Das Pigment der Knoten in den besprochenen Entwicklungsstadien ist bald organisch (kohliger Natur), bald metallisch, und scheint dann vorwiegend in Eisenverbindungen zu bestehen. — Auch in diesem Stadium kann statt der Knotenbildung oder zugleich mit derselben die Entwicklung sogenannter Contactmineralien, wie des Chiastoliths oder des Dipyrs nebenhergehen. Oft bemerkt man, dass, während in der metamorphen Hauptmasse der Schiefer die Glimmermineralien

regellos durcheinander liegen, so dass nothwendig eine Abnahme der Fissilität im Gesteine eintreten muss, die Glimmerneubildungen in den allmählich verschwindenden Knoten sich parallel legen. Dann kann man bei schwachen Vergrösserungen solche Knoten leicht für ein homogenes Mineral halten, da natürlich in Folge der parallelen Anordnung zwischen gekreuzten Nicols durch das ganze Gebilde hin die Auslöschung sehr nahezu in demselben Azimuth stattfinden muss (Contactzone von Kirchberg im Erzgebirge). — Neben den in allen Knotenglimmerschiefern erscheinenden Mineralien Quarz, farbloser Glimmer und grüner oder brauner Glimmer, die als wesentlich zu betrachten sind, und dem gelegentlich vorkommenden Staurolith und den Eisenerzen, treten mehr in localer Vereinzelung auch Cordierit, Turmalin und Andalusit, wohl auch Spinell auf.

Die innerste Partialzone der Schiefer-Contactringe, die Zone der Hornfelse, ist nicht bei allen Vorkommnissen zur Ausbildung gelangt. Sie charakterisirt sich bei typischer Entwicklung durch das Fehlen jeglicher schiefrigen Structur in den Contactproducten, deren mineralogische Zusammensetzung eine sehr variable ist. Als die constantesten Mineralien, die wohl allenthalben, wenn auch in wechselnden Mengenverhältnissen wiederkehren, kann man den Quarz, den braunen, selten grünen Magnesiaglimmer und den Magnetit bezeichnen. Die Structur solcher Hornfelse ist bald eine richtungslos körnige, bald lassen sich Spuren der alten Schieferstructur mehr oder weniger deutlich nachweisen. Die Begrenzung der sämmtlichen Gemengtheile, wenn man von dem in allen Schiefern in geringer Menge vorhandenen Rutil und Turmalin absieht, ist eine durchaus allotriomorphe und sehr charakteristisch ist die gegenseitige Durchdringung der einzelnen Gemengtheile, zumal des Quarzes und Glimmers. Idiomorph oder doch annähernd idiomorph pflegen nur gewisse, für bestimmte Localitäten charakteristische Gemengtheile aufzutreten.

Besonders verbreitet ist unter diesen der Andalusit, nach welchem man dann die denselben führenden Hornfelse Andalusithornfelse benennt. Solche kommen in vorzüglicher Schönheit in den Contacthöfen der Granite von Barr-Andlau und Hohwald in den Vogesen, in denen von Schneeberg, Kirchberg und anderen Orten des Erzgebirges, am Hennberge bei Weitisberga (hier wie auch sonst wohl spinellhaltig), bei Strehla unfern Riesa, in den Wicklow Mountains in Irland nach v. Lasaulx, in Cornwall, im

nördlichen Frankreich nach Barrois, im Morvan nach Michel-Lévy, in der Provinz Oran in Algier nach Bleicher, in Victoria, Australien, nach Howitt, und zahlreichen anderen Localitäten vor. Allenthalben bestehen die unveränderten Schiefer, die zu Andalusithornfelsen sich entwickeln, aus Quarz, reichlichem Muscovit (Sericit) oder Kaolin und Chlorit, sowie Eisenerzen als wesentlichen Gemengtheilen. Von diesen bleibt keiner unverändert zurück, vielmehr findet eine völlige Umkrystallisation statt, bei welcher der Chlorit das Material zur Biotitbildung, der Muscovit oder Kaolin dasjenige zur Andalusitbildung zu liefern scheint. Selbst der Quarz ist vollkommen umkrystallisirt und besitzt andere Formen und andere Einschlüsse als im normalen Schiefergestein. Auch der Grad der ursprünglichen Krystallinität der Schiefer und ihr geologisches Alter scheint ohne jeden Einfluss auf den Gang der Metamorphose. — In geringer Menge dürfte der Andalusit in den meisten Schieferhornfelsen vorhanden sein.

Eine andere, wie es scheint, weit weniger verbreitete Gruppe von Schieferhornfelsen stellen die Feldspathhornfelse vor. Allerdings wird der Feldspath, zumal Orthoklas, sehr vielfach in der älteren Literatur als in solchen Gesteinen auftretend angegeben. Doch wurde vor Benutzung des Mikroskops und gelegentlich auch später der Andalusit für Orthoklas gehalten. Die ersten typischen Feldspathhornfelse beschrieb Brögger aus der Contactzone von Christiania. Er beobachtete die Neubildung von Feldspath nicht nur in den Kalksilikathornfelsen der Stinkkalkellipsoide des Alaunschiefers und in den Schieferhornfelsen des Ceratopygenkalkes 3 a γ, sondern auch in denen des Expansusschiefers 3 c β und des Ogygiaschiefers 4 a α. Bemerkenswertherweise ist der Feldspath ganz vorwiegend Plagioklas*. Auch früher war Feldspathbildung bereits in der allerunmittelbarsten Nähe der Granite in Schieferhornfelsen beobachtet worden, so am Cap der guten Hoffnung, am Sperberbächel bei Hohwald, in der Hölle bei Nieder-Crinitz; hier konnte man denselben (es war auch hier vorwiegend Plagioklas) auf eine stoffliche Beeinflussung durch den Granit zurückführen. In geringerer Menge und nicht als charakteristischen Bestandtheil fand ihn Barrois in den asturischen, Müller in den Contactzonen von Weitisberga. Die Angabe von Allport über Feldspath in den

* Ebenso beschreibt H. H. Reusch sehr feldspathreiche, porphyroidische Contactproducte silurischer Schiefer am Granit von Grefsenaas bei Christiania.

Hornfelsen der untersilurischen Schiefer von Enniscorthy, Grafschaft Wexford in Irland, scheint nicht durchaus zuverlässig.

In anderen Hornfelsen gesellt sich zu dem normalen Quarz-Biotitbestande in ähnlicher Rolle, wie sie oben dem Andalusit und Feldspath zugeschrieben wurde, der Granat (Ramberg am Harz, in den Hornfelsen der silurischen Schiefer von Angers am Granitit von Rostrenen, Côtes du Nord), der Cordierit, meistens begleitet von Sillimanit (mehrfach in den unterelsässischen Contacthöfen), ein grüner Amphibol (Münsterthal im Oberelsass), Calcit (im Müglitzthal in Sachsen), ein grüner Pyroxen (Rebstall bei Barr).

Sehr verbreitet ist eine Gruppe von Schieferhornfelsen, die man insofern als normale bezeichnen könnte, als sie keinen Nebengemengtheil enthalten, sondern wesentlich aus Quarz und braunem Glimmer nebst den allverbreiteten Eisenerzen, kohligen Substanzen und Turmalin bestehen. Solche sind z. B. in der Rambergcontactzone im Harz, im Müglitzthal in Sachsen, am Stumpfen Kopf am südlichen Gehänge des unteren Münsterthales im Oberelsass besonders typisch ausgebildet. Nicht selten tritt in diesen neben dem braunen Glimmer ein farbloser oder grünlicher Glimmer auf.

Das in den unveränderten Schiefern zumeist als Limonit enthaltene Eisenerz wird in den Hornfelsen zu Eisenglanz in metallischen oder in rothdurchsichtigen Blättchen, zu Magnetit oder zu Ilmenit. Ist letzteres der Fall, so pflegt der Rutil der unveränderten Schiefer in den Hornfelsen verschwunden zu sein. — Die kohlige Substanz des normalen Sediments concentrirt sich in den Hornfelsen zu scheiben- und klümpchenähnlichen Massen vom Habitus des Graphit, welche dann mit Vorliebe in den Andalusiten, Chiastolithen, Granaten, Cordieriten und Quarzen eingeschlossen sind und diese Mineralien zumal im Centrum oft vollständig trüben. — Flüchtige organische Substanz bleibt in der unmittelbaren Umgebung von Einschlüssen in den genannten Mineralien und im Glimmer gelegentlich erhalten und bedingt um diese herum die Bd. I. p. 191 beschriebenen pleochroitischen Höfe.

Nicht allenthalben schliessen die Contacthöfe nach innen mit vollkommen massigen Hornfelsen ab, sondern an manchen Orten bewahren auch die höchst veränderten Schiefer ihre blättrige Structur, wenngleich sie die mineralogische Zusammensetzung der massigen Hornfelse theilen. Solche Gesteine (Pyrenäen, Cumberland, Erzgebirge, Harz u. s. w.) sind dann oft als Glimmerschiefer oder Gneisse, in Frankreich als Leptynolithe bezeichnet worden. Naumann

betonte bereits, dass sie mit den echten Gneissen geologisch nicht identificirt werden dürften und nannte sie wegen ihrer Beziehung zu Fruchtschiefern Fruchtgneisse, Cornubianitgneisse. Man wird sie wegen ihrer mineralogischen und genetischen Identität mit den Schieferhornfelsen wohl am besten schiefrige Hornfelse nennen. Auch in ihnen ist das für Feldspath gehaltene rothe Mineral fast stets Andalusit. Es ist für diese schiefrigen Hornfelse charakteristisch, dass sie fast stets in bedeutenden Mengen einen farblosen Glimmer führen, der in den massigen Hornfelsen nicht selten fehlt. Daher ihre grosse Ähnlichkeit mit manchen Glimmerschiefern und die häufige Verwechslung mit diesen. Eine andere, gerade bei diesen schiefrigen Hornfelsen oft am unmittelbaren Contact mit den Graniten zu constatirende Thatsache ist es, dass dieselben sich fächerförmig aufblättern, so dass zwischen die Schieferblätter sich Granitsubstanz einzwängt. Es entsteht dann auf geringe Entfernung hin (2—3 Zoll) gewissermassen eine Mischung von Granit und Schiefer, wobei bald die beiden Gesteine in oft nur papierdicken Lagen wechsellagern, bald die Theilchen und Gemengtheile des förmlich zerspritzten schiefrigen Hornfels im Granit schwimmen (St. Léon, Allier, nach Michel-Lévy, Andlau im Unterelsass).

Was nun die Veränderung von Kalken im Contact mit Graniten anbetrifft, so ist es eine bekannte Thatsache, dass dieselben oft zu Marmor bald mit, bald ohne Contactmineralien werden. Unter den letzteren haben Wollastonit, Granat und Vesuvian wohl die weiteste Verbreitung. Solche Vorkommnisse beschrieb G. vom Rath z. B. von Colombaja auf Elba und von Catanzaro in Calabrien. Eine andere Art der Contactmetamorphose von untergeordneten Kalkmassen in Schiefern machte Lossen aus den Harzer Contactzonen am Granit bekannt. Sie besteht in einer vollständigen Ersetzung der Kohlensäure durch Kieselsäure. Es bilden sich die sogenannten Kalksilikathornfelse, welche meistens sehr mikrokrystalline und schwer zu bestimmende Gemenge von Granat, Vesuvian, Malakolith, Strahlstein und Tremolit, Wollastonit, gelegentlich mit Spinell und etwas Titanit, oft mit Epidot und Zoisit, selten mit Plagioklas und Quarz, auch wohl mit farblosem Glimmer darstellen. In geringen Mengen erscheinen solche Kalksilikathornfelse auch in den Contactzonen des Unterelsass. — Brögger beobachtete und beschrieb meisterhaft beide Vorgänge, sowohl die Marmorisirung mit und ohne Contactmineralien, wie die Kalksilikathornfelsbildung an den kalkigen Schichtengliedern der unteren Etagen

(2 und 3) des Christiania-Silurs an dem Granitit dieses Gebiets. — Die Kalksteine sind überaus umwandlungsfähig, erreichen daher, sobald sie von der Metamorphose überhaupt ergriffen werden, sofort die höchste Stufe der Umwandlung und zeigen demnach nicht, wie die Thonschiefer, eine mit der Annäherung an den Granit stetig zunehmende Intensität der krystallinen Entwicklung.

Die Contactphänomene von Sandsteinen an Graniten hat Ch. Barrois eingehend an dem bretonischen weissen, untersilurischen Scolithen-Sandstein in der Umgebung der Granite von Guéméné (Morbihan) und von Rostrenen (Côtes du Nord) studirt. Dieser Sandstein besteht in unverändertem Zustande aus 0.01—0.012 mm grossen, rundlichen oder eckigen Quarzkörnern, welche von einem sericitischen Muscovit verkittet werden, und accessorisch Zirkon und Rutil führen. In der Granitnähe verlieren diese Sandsteine ihren Sericit mehr oder weniger vollständig, an seine Stelle tritt brauner Biotit in rundlichen oder elliptischen, auch mehr oder weniger deutlich hexagonalen Blättchen und Blätterhäufchen, die mit zunehmender Annäherung an die Granite grösser und grösser werden und sich im Querschnitt zu spitzrhombischen Maschen ordnen, so dass die Structur also eine flaserige wird. Zugleich hat eine Umkrystallisation des Quarzes stattgefunden, wobei die nun weit grösseren Körner desselben (0,5 mm Durchmesser im Durchschnitt) von rundlicher oder angenähert hexagonaler Form auch Biotit in kleinen Blättchen oft umschliessen. Dieses Stadium der Umwandlung bezeichnet Barrois als die Zone der Glimmerquarzite. — Bei weiterer Annäherung an den Granit entwickelt sich in dem Scolithensandstein überdiess der Sillimanit, theils in, den Quarzkörnern eingewachsenen, Säulchen, theils in selbständigen verfilzten Faseraggregaten, welche durch Verwitterung zu feinschuppiger Muscovitbildung Veranlassung geben. Ausserdem entsteht Muscovit selbständig in grösseren Lamellen, ferner ein für Cordierit angesprochenes Mineral, während das local nicht ganz untergeordnete limonitische Pigment des Gesteins zu Magnetitbildung den Stoff geliefert hat. Dieses Stadium wird als dasjenige der Sillimanit-Glimmer-Quarzite bezeichnet. — An einzelnen Punkten schreitet die Metamorphose in der unmittelbaren Granitnähe (bis auf 10 m von demselben) und bei Einschlüssen des Sandsteins im Granit noch weiter vor. Während das Gestein wesentlich die Zusammensetzung der beschriebenen Glimmerquarzite beibehält, entwickeln sich in demselben ausser Sillimanit und Cordierit in wechselnder Menge noch Plagioklas,

Orthoklas und Mikroklin, so dass diese Zone als diejenige der Feldspath-Glimmer-Quarzite vom Autor bezeichnet werden kann. Die Umwandlungsfähigkeit der Sandsteine ist bei weitem nicht so gross, wie diejenige der Thonschiefer und der Radius der Contacthöfe demzufolge ein viel geringerer; während er bei den Schiefern gelegentlich bis zu 4 km anwächst, überschreitet er bei dem Sandstein kaum die Länge von 50 m.

Wo Grauwacken und Conglomerate in die Contacthöfe eintreten, beschränkt sich die Metamorphose auf eine Umkrystallisation des thonschieferähnlichen Cämentes dieser Gesteine und nimmt denselben Verlauf, welcher bei dem Thonschiefercontact besprochen wurde. Quarz und Biotit, sowie Muscovit sind die wesentlichsten Neubildungen. Die grossen Fragmente von Quarz, Feldspath, Kieselschiefer und anderen Gesteinen, welche die Grauwacke und Conglomerate vorwiegend zusammensetzen, zeigen keine bemerkenswerthe Veränderung.

Brauneisenlager, welche den silurischen Schiefern von Angers eingeschaltet sind, werden im Granitcontact (Rostrenen) theils zu Rotheisen und Magneteisen, theils zu Magneteisen und Chamoisit (Quénécan).

Alle diese Veränderungen von Schichtgesteinen an Graniten erreichen, wie leicht verständlich, ihr Maximum bei Einschlüssen der ersteren in den zweiten. Daher die bisweilen nicht geringe Schwierigkeit in der Unterscheidung dieser von eigenartigen Ausscheidungen der Eruptivgesteine selbst.

Auch die Eruptivgesteine, welche sich innerhalb der Wirkungssphäre eines Granitgesteines finden, erleiden vielfach tiefgreifende mineralogische und structurelle Veränderungen. So fand z. B. E. E. Schmid, dass der Labrador-Diorit am Ehrenberge bei Ilmenau an der Berührung mit dem Granitit innerhalb der Breite höchstens eines Millimeters in ein aphanitisch dichtes, graugrünes Gestein übergeht, aus welchem sich zunächst eine grüne Grundmasse mit röthlich- oder gelblichbraunen Flecken, und dann ein grobkörnig krystallinisches Gemenge von Pistazit, braunem Granat und trübweissem Periklin mit Calcit entwickelt. Gleichzeitig mit dieser Krystallisation, zumal des Granats, geht die Öffnung von Hohlräumen im Gestein vor sich, deren Wände mit Krystalldrusen besetzt sind.

Besonders genau sind von Lossen die bereits vor ihm von S. Allport erwähnten Umwandlungen von Diabaslagern im Bereich

der Granit-Schiefer-Contacthöfe studirt worden. Er schreibt die in Diabasen so überaus verbreitete uralitische Umwandlung des Augits der Einwirkung des Granits zu. Dabei umrandet der Uralit, an welchem man bisweilen eine innere farblose, mit Eisenerz durchspickte, und eine äussere grüne, stark pleochroitische Zone unterscheiden kann, den Augit in mit diesem paralleler Verwachsung, oder hat denselben vollständig verdrängt, so dass der frühere Raum meist von parallelen oder subparallelen, seltener regellosen Büscheln von Uralit erfüllt ist. Der bei Diabasen so häufige Pyrit wird von Magnetkies verdrängt; Calcit und Chlorit, die sonst für veränderte Diabase so charakteristisch sind, fehlen, wie ersterer, ganz oder doch nahezu, oder sie sind, wie zweiter, auf geringe Mengen reducirt. Der Labrador dieser Gesteine bleibt bald z. Th. erhalten, bald wird er mehr oder weniger gänzlich in ein sehr feinkörniges, saussüritartiges oder auch kalksilikathornfelsartiges, trübweisses bis graues Aggregat umgewandelt, in welchem man bald deutlich Epidot und grünen Augit oder Strahlstein, auch wohl Chlorit, recht selten auch Granat erkennt, während farblose Säulchen und Körnchen Albit zu sein scheinen. Das Titaneisen des Diabas ist oft recht gut erhalten, oft auch in Titanit umgewandelt. So lange Reste des Diabasaugits und der Labradorleisten erhalten bleiben, wird die Diabasstructur nicht vollständig verwischt und das ursprüngliche Gestein ist leicht zu erkennen. Sind aber diese Mineralien vollkommen umgewandelt, so ist damit die Structur zugleich unkennbar geworden und diese Umwandlungsproducte sind oft nicht zu unterscheiden von den Lageramphiboliten der Phyllitformation. In manchen Fällen (Harz und Vogesen) gesellt sich auch der für die Granitcontacthöfe so charakteristische Biotit zu den Neubildungen und damit geht die grüne Farbe des ursprünglichen Gesteins in die grau- oder bräunlich-violette der Hornfelse über. Solche Gesteine hat Lossen im Rambergcontact Diabashornfelse genannt. Sie treten sehr vereinzelt auch in der Contactzone von Hohwald auf, wo sie sich aus dem Leukophyr der Steiger Schiefer entwickelt haben. Ch. Barrois beschreibt einen „Diorite modifié“ im Contact des Granits von Rostrenen, der hierher gehören dürfte. — Allport's Beobachtungen beziehen sich auf Diabas- („Dolerite-“) Lager im Killas von Cornwall. — Die Umwandlungsfähigkeit der Diabase ist eine sehr grosse, so dass diese Gesteine selbst ausserhalb der eigentlichen Contacthöfe, wo die Schiefer kaum Veränderungen aufweisen, deutlich beeinflusst wurden. Manche Amphibol-

lager des erzgebirgischen und voigtländischen Phyllits und Cambrium dürften hierher zu stellen sein. — Lossen nimmt an, dass auch der in den Adinol-Contactgesteinen einiger Harzdiabase (Heinrichsburg, Krebsbachthal) ungewöhnlich auftretende Strahlsein und Axinit auf Rechnung der Granitcontactmetamorphose zu schreiben sei und parallelisirt den borsäurehaltigen Axinit mit dem so häufig an der Granitgrenze auftretenden Turmalin.

Während die bisher besprochenen Umwandlungserscheinungen durch die regelmässige Ausbreitung rundum den gesammten Umfang von Granitmassiven charakterisirt sind, zeichnet sich eine andere Gruppe von Contactphänomenen durch sporadisches und auf engen Raum beschränktes Auftreten aus. Das ist die Entwicklung von Turmalin- und Topasgesteinen in der Nachbarschaft von Graniten. Beide sind ihrem Auftreten nach an Spalten gebunden und können dementsprechend sowohl in unmittelbarer Nähe der Eruptivmassen, als in weiterer Entfernung von denselben entstehen. So findet man sie denn nicht nur in allen Theilen der Contacthöfe, sondern auch gelegentlich bereits ausserhalb derselben. Solche vorwiegend aus Turmalin von meistens blauvioletten bis grünvioletten Farben, Quarz und hellem Glimmer bestehende Turmalinhornfelse treten an der Bellevue oberhalb Breitenbach in der Schiefercontactzone von Hohwald im Unterelsass und mehrorts in der Contactzone des Eibenstocker Turmalingranits im Erzgebirge auf. An letzterem Orte ist die Abhängigkeit der Turmalinhornfelsbildung von Spalten besonders deutlich bei dem bekannten Vorkommen vom Auersberge nachgewiesen, welches sich innerhalb einer zu schiefrigem Andalusithornfels metamorphosirten, dem Granit aufgelagerten Schieferscholle entwickelt hat. Eine im Schiefer sich auskeilende Spalte ist von einem gangförmigen Quarzturmalingestein nebst spärlich einbrechenden Trümchen von Cassiterit ausgefüllt. Von dieser aus vollzog sich die Durchtränkung des Andalusithornfels mit Turmalin, welcher in unmittelbarer Nähe der Spalte den Glimmer vollständig verdrängte, mit der Entfernung von derselben aber rasch an Menge abnimmt. — Das bedeutsamste Vorkommen solcher Turmalinhornfelse beschrieb Hawes in der Contactzone des Albany-Granits am Mount Willard in den White Mountains, N. H. Bezeichnenderweise schiebt sich hier zwischen Schiefer und Granit eine förmliche Schiefer-Granitbreccie ein. Die Turmalinhornfelsbildung an diesem Orte scheint sich in einem bereits durch den älteren Conway-Granit metamorphosirten Schiefer entwickelt zu haben.

In dieselbe Gruppe von Contactphänomenen wie die Turmalinhornfelse dürfte der Topasbrockenfels des Schneckensteins in der Contactzone des Eibenstocker Turmalingranits und einige verwandte Bildungen zu rechnen sein. Der genannte Topasbrockenfels bildet den stehengebliebenen Rest eines Ganges von Reibungsbreccie, welcher durch Verwitterung des Nebengesteins freigelegt worden ist. Das Hauptmaterial dieser Breccie besteht aus meistens faustgrossen, aber auch bis zu 1 m Länge anwachsenden Fragmenten eines aus wechselnden Lagen von Quarz und Turmalin bestehenden Turmalinhornfelses. Das Cäment dieser Brocken besteht aus Quarz und Topas; diese bilden entweder ein körniges Aggregat zwischen den Turmalinhornfelsbrocken oder incrustiren diese in frei aufgewachsenen Krystallen, deren Spitzen nach aussen gerichtet sind. Die Winkel und Ecken zwischen diesen Krystallen sind, wohl secundär, von Steinmark ausgefüllt. Accessorisch enthält das Quarz-Topascäment schwarzen Turmalin in Nädelchen, Zinnstein in kleineren Krystallen, die oft auch auf den Quarzkrystallen sitzen, und etwas Flussspath. Der Topas dringt aber auch in die Turmalinhornfelsbrocken selbst ein und scheint hier selbst den Turmalin local zu verdrängen, so dass sich ein aus Topas- und Quarzlagen bestehender Topashornfels entwickelt. — In ähnlicher Weise sind am Saubache, etwa 2 km südöstlich vom Schneckenstein, bereits ausserhalb des Contacthofes Turmalinhornfelse von Spalten aus, die mit Pyknit (stengligem Topas) ausgefüllt sind, mit Topas imprägnirt und z. Th. in Topashornfelse umgewandelt. — Ganz ebenso sind Quarzporphyrgänge im Saubachthale, unfern des Topashornfels dieser Localität, und an drei weiteren Punkten in der Nachbarschaft des Schneckensteins, innerhalb des Contacthofes, in Topasgesteine umgewandelt worden. Der Topas siedelt sich zunächst in Gesellschaft von Quarz in dem Feldspathe in winzigen Kryställchen und radialstrahligen Aggregaten an und verdrängt diesen stellenweise vollständig; die neugebildeten Quarzkryställchen sind dabei bisweilen zu zwei, zu einander annähernd senkrechten Systemen geordnet, so dass sie ein rechtwinkliges Gitter bilden, in dessen Maschen die Topasaggregate sich einnisteten. Ebenso hat der Topas den Feldspath der Porphyrgrundmasse stellenweise vollständig verdrängt, so dass auch diese aus herrschendem Quarz im Gemenge mit Topas und etwas Cassiterit in Körnchen und Körneraggregaten besteht. — Arsenkies und Pyrit treten accessorisch auf. Der unmittelbare Zusammenhang dieser, wie M. Schröder sie nennt, „topasirten“ Quarz-

porphyre mit dem von Topas imprägnirten Turmalinhornfelsen ist deutlich zu erkennen.

Man darf mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, dass die von A. von Groddeck* beschriebenen Topasgesteine, welche mit den Zinnerzen des Mount Bischoff in Tasmanien verknüpft sind, in ähnlicher Weise aus Quarzporphyren auf metamorphem Wege hervorgegangen sind.

---

* A. von Groddeck, Zur Kenntniss der Zinnerzlagerstätten des Mount Bischoff in Tasmanien. (Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 642—652.)

I. b. Familie der syenitischen Gesteine.

Literatur.

Fr. Becke, Glaseinschlüsse in Contactmineralien von Canzacoli bei Predazzo. T. M. P. M. 1882. V. 174.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Heft 1. Das Grundgebirge. Strassburg i. Els. 1879.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania. 1882.

— Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesand-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

Alf. Cossa, Ricerche di chimica mineralogica sulla Sienite del Biellese. Atti della Real. Acad. di Torino. (2). XXVIII. 1875.

Corn. Döltер, Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzonigebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. XXV. 2. 1875.

Vinc. Hansel, Die petrographische Beschaffenheit des Monzonits von Predazzo. Jahrb. k. k. geol. R. 1878. XXVIII. 449—466.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 204—209.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

P. von Jeremejeff, Der Uralit-Syenit. L. J. 1872. 404.

C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhandl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gesteine. Dorpat. 1876.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus Abhandl. herausgeg. vom naturw. Verein zu Bremen. Göttingen. 1879. 71—75.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidenskab. XXIII. Christiania. 1877.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkans. S. W. A. LXXIX. März 1879.

A. Philippson, Mikroskopische Untersuchung einer Reihe norwegischer Gesteine aus der Umgegend von Tromsoe und von den Lofoten. Sitzungser. d. niederrh. Ges. Bonn. 6. Aug. 1883.

Gerhard vom Rath, Der Monzoni im südöstlichen Tyrol. Verhandl. der niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn, 8. März 1875.

— Über die Gesteine des Monzoni. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 343—357.

H. H. Reusch, Syenit und Olivingabbro im centralen Theil der Euganäen. L. J. 1884. II. 140.

A. E. Törnebohm, Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—700.

Gust. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien. 1869.

Ch. Vélain, Notes géologiques sur la Haute Guyane. Bull. soc. géol. Fr. 1881. (3). IX. 396.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.

Franz von Vivenot, Syenit von Blansko. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1870. 336.

J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der syenitischen Gesteine.

Als syenitische Gesteine sind hier alle solche Tiefengesteine zusammengefasst, die mit den Graniten das Herrschen der Alkalifeldspathe gegenüber den Kalknatronfeldspathen gemein haben, sich von denselben aber durch starkes Zurücktreten des Quarzes oder gänzliches Fehlen desselben unterscheiden; dieselben sind also quarzarme bis quarzfreie Alkalifeldspathgesteine von körniger, hypidiomorpher Structur. Mit den, stets die Hauptmasse der Gesteine bildenden, Alkali- und Kalknatronfeldspathen ist nun bald eines oder mehrere der Mineralien aus der Gruppe der Biotite, Amphibole und Pyroxene verbunden; dagegen fehlt der Muscovit als ursprünglicher Gemengtheil. Die echten Granite sind eben zu acide Gesteine, um syenitische, d. h. quarzfreie Aequivalente besitzen zu können. — Ausserdem findet sich in allen syenitischen Gesteinen der Apatit, Zirkon und Eisenerze in geringen Mengen. Alle sonstigen darin auftretenden Mineralien sind accessorische.

Die Alkalifeldspathe der syenitischen Gesteine besitzen im Allgemeinen genau die Eigenschaften derjenigen der Granite. In den normalen, Amphibol- und Biotit-führenden Syeniten ist Orthoklas der herrschende Feldspath, oft mit Einschlüssen von Titaneisenglimmer, Haematittäfelchen und Apatitnadeln, seltener mit Flüssigkeitseinschlüssen. In diesen gelegentlich würfelförmige krystalline Ausscheidungen (Biella). — Verwachsungen mit anderen Feldspathen, Zwillingsbildungen und Umwandlungsphänomene sind die gleichen wie sie beim Granit besprochen wurden. — Der Albit oder ein Oligoklas-Albit erscheint nicht oder nur selten selbständig, sondern in perthitischer Verwachsung mit Orthoklas. Diese Verwachsung kann eine derart mikroskopische werden, dass förmliche Übergänge

von mechanischer zu molekularer Mischung sich entwickeln. Derartig ausgebildete Feldspathe, wie sie zumal schön in den südnorwegischen Augitsyeniten vorkommen, zeigen im reflectirten Lichte auf der Fläche k oder naheliegenden Flächen einen herrlichen blauen Lichtschein. Bei denjenigen Schnitten, die denselben am schönsten zeigen, beobachtet man im durchfallenden Lichte eine bräunliche Färbung, welche ihr Maximum erreicht, wenn die Faseraxe des Mikroperthits parallel dem Hauptschnitte des Polarisators liegt. — Die Durchschnitte der Feldspathe in diesen Augitsyeniten sind sehr oft auf den Bruchflächen des Gesteins spitzrhombisch zufolge der an ihnen zur Ausbildung gelangten Flächencombination T, l, y und Brögger gelangt auf Grund der Analysen derselben und nach seinen goniometrischen und optischen Untersuchungen zu der Annahme, dass sie z. Th. einem Natronorthoklas, z. Th. einem Anorthoklas zugehören (cf. Bd. I. pag. 549). Im letzteren Falle zeigen sie auf Schnitten nach der Zone P : k bisweilen eine äusserst feine mikroklinartige Zwillingsstreifung. Er giebt ausdrücklich an, dass mikroperthitische Verwachsung bei den von ihm untersuchten Individuen nicht vorlag. Aus anderen, als den südnorwegischen Augitsyeniten sind diese Anorthoklase bisher nicht nachgewiesen. — Der Mikroklin begleitet die übrigen Alkalifeldspathe in derselben Weise, wie bei den Graniten, scheint aber in den typischen Augitsyeniten zu fehlen.

Kalknatronfeldspath findet sich, mit Ausnahme der An-Orthoklas-führenden Augitsyenite, denen er zu fehlen scheint, allenthalben in wechselnder Menge neben den Alkalifeldspathen und dürfte, wie bei den Graniten, vorwiegend zu Oligoklas oder zu Andesin gehören. Basischere Mischungen kennt man nur aus den Augitsyeniten des Monzoni.

Das Amphibolmineral der syenitischen Gesteine gehört wohl in den weitaus meisten Fällen zur gemeinen Hornblende und bildet ebenso, wie bei den Graniten stenglige Krystalle, die nur in der Prismenzone (neben ∞P und ∞P∞ recht oft ∞P$\bar{\infty}$) krystallographische Begrenzung besitzen. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist fast stets grün, recht selten bräunlichgrün, der nach a schwingende Strahl meist gelbgrün bis grün. Die Stärke des Pleochroismus nimmt mit der Tiefe der Eigenfarbe zu und ab und kann gelegentlich ziemlich schwach werden. Die Auslöschungsschiefe ist auf der Prismenfläche von wechselnder Grösse, aber wohl nur selten unter 12°, gelegentlich wachsend bis zu 16°. Cohen fand die Hornblende braun in einem Syenit von Palma, C. von John in einem

Syenitgeschiebe von Aliabad, Persien. — Der Amphibol umschliesst gern Apatit, Eisenerz, Zirkon und Titanit und ist oft mit Biotit und Augit in derselben Weise verwachsen, wie dieses in den Graniten der Fall ist. Der Augit liegt dann stets central, der Amphibol peripherisch. — Die Umwandlungsphänomene sind dieselben, wie bei Granit; sowohl die Epidotisirung mit accessorischer Ausscheidung von Quarz und Carbonaten, wie die Umwandlung in Carbonate, Quarz und Eisenerze ist sehr verbreitet. — In den südnorwegischen und brasilianischen Augitsyeniten wird die gemeine Hornblende durch tiefbraunen, stark pleochroitischen Arfvedsonit in stengligen Individuen vertreten. — Ausnahmsweise tritt eine bläuliche, an Glaukophan erinnernde, aber nicht so stark pleochroitische, auch sonst optisch abweichende Hornblende in Syeniten von Albany, N. H., und Oslo bei Christiania auf, merkwürdigerweise an beiden Localitäten neben blauviolettem Flussspath und sporadischem Turmalin, mit welchem man sie leicht verwechseln könnte.

Der Glimmer ist, soweit die Erfahrungen heute reichen, stets ein Biotit von brauner Farbe im durchfallenden Lichte, aber durch chemische Veränderungen leicht grün werdend, so dass man bisweilen an denselben Individuen abwechselnd braune und grüne Lamellen beobachtet. Wo er allein im Gestein auftritt, ist er durchweg idiomorph, soweit seine Formen nicht mechanisch entstellt wurden; wird er von reichlicher Hornblende begleitet, so sind seine Umrisse meistens unregelmässig, wohl eine Folge magmatischer Resorption behufs Neubildung von Hornblende. Gar oft bildet er, zumal in Augitsyeniten, fächerförmige Aggregate, welche die Eisenerzkörner des Gesteins mehr oder weniger vollkommen einhüllen. — Interpositionen und Umwandlungsphänomene sind die gleichen, wie bei den Graniten. Auf gebleichte, d. h. ihres M-Moleküls beraubte Biotite sind wohl die Angaben über das Vorkommen von Muscovit (nach Vivenot bei Blansko in Mähren) zu beziehen. Nach meinen Erfahrungen ist der Muscovit in den Syeniten allenthalben secundär.

Das Pyroxenmineral der Syenite ist in den verschiedenen Gesteinen ein sehr verschiedenes. Wo dasselbe accessorisch in eigentlichen Syeniten und Glimmersyeniten vorkommt, gehört es zu den hellgrün durchsichtigen Malakolithen und ähnelt in jeder Beziehung dem normalen Malakolith der Augitgranitite. Derselbe ist fast ausschliesslich in unregelmässig begrenzten Formen im Amphibol und Biotit vorhanden; die Augitbildung gehört offenbar einem älteren Abschnitte

der Gesteinsentwicklung an und es trat eine partielle oder totale Wiederauflösung vor oder bei der Ausscheidung der Hornblende und des Biotit ein. — In den eigentlichen Augitsyeniten herrscht (in Südnorwegen) ein brauner bis violettbrauner, sehr selten grünlicher diallagartiger Augit, der nach MERIAN's Untersuchung einen nicht unbedeutenden Alkaligehalt und nur Spuren von Thonerde führt. Die äussere Begrenzung ist unregelmässig; Umrandung durch Arfvedsonit mit parallelen Vertical- und orthodiagonalen Axen, sowie mit Biotit bei zu einander senkrechten Verticalaxen der beiden Mineralien ist häufig; prismatische Mikrolithe einer Eisenverbindung sind nach zwei Systemen geordnet, die eine parallel der Verticalaxe des Diallag, die andere, dazu geneigt, unter etwa 64° auf (010). Der Pleochroismus dieses Pyroxens ist gering, $a = c$ = gelblich-braun, b = violettbraun, die Auslöschungsschiefe die für Malakolithe normale. Local (Barkevig im Langesundsfjord, Lillegården bei Porsgrund) wird dieser Pyroxen von Aegirin begleitet oder vertreten; im ersteren Falle verwachsen beide Pyroxene oft parallel mit einander, der Aegirin bildet die äussere Schale und wird seinerseits erst noch von Biotit umwachsen (Lillegården, Cabo Frio bei Rio de Janeiro, Hot Springs, Arkansas). Dabei scheint sich oft der Aegirin auf Kosten des Malakolith gebildet zu haben. Der Aegirin ist meistens vollkommen idiomorph, wenn keine mechanische Deformation die Form zerstörte. — In anderen Augitsyeniten (Monzoni, Montblanc, Stark, N. H.) ist der Augit hellgrün, vollkommen idiomorph, mit Spaltbarkeit nach (110), (100) und (010). Dann zeigt er oft eine sehr zierliche Umrandung durch gemeine, grüne Hornblende oder durch Aegirin, deren Grenze gegen den Augit sehr regellos vorläuft. Neben diesem grünen Augit (Monzoni) oder statt desselben (Jackson, N. H.) kommt auch wohl ein röthlichbrauner, dem Diabasaugit durchaus ähnlicher monokliner Pyroxen vor und bezeichnenderweise ist dann das Gestein stets plagioklasreich und der Plagioklas hat die für Diabase charakteristische Leistenform. — Die Uralitisirung ist sehr verbreitet bei den grünen und rothbraunen Augiten, fehlt dagegen bei dem violettbraunen. — Die atmosphärische Verwitterung der Pyroxene führt zur Chlorit- oder Serpentinbildung, wobei Carbonate und Epidot als Nebenproducte auftreten.

Unter den Eisenerzen, die gern von Apatit durchspickt werden, kennt man Eisenglanz, Ilmenit und titanhaltiges Magneteisen. Eisenglanz und Ilmenit treten z. Th. in der Ausbildung mit metal-

lischem Habitus, z. Th. als Eisenglimmer und Titaneisenglimmer auf; in letzterer Form bilden sie Interpositionen in dem Feldspath des Gesteins. Die titanhaltigen Eisenerze von metallischem Habitus gehen randlich sehr oft in Titanit über.

Apatit pflegt ziemlich reichlich in farblosen, langen, quergegliederten Prismen vorhanden zu sein. In manchen Gesteinen (Biella in Piemont, Monzoni) ist der Apatit violett und dann oft recht kräftig pleochroitisch. Man könnte ihn wohl mit Turmalin verwechseln; die Absorption $E > 0$ und die chemische Reaction bewahren vor Irrthum.

Zirkon hat die bei den Graniten besprochenen Formen und dieselbe allgemeine Verbreitung. Local kann die Menge desselben stark zunehmen. Die sog. Zirkonsyenite sind Facies der Augitsyenite.

Wo der Quarz in Syeniten vorkommt, hat er die Eigenschaften des Granitquarzes. Niemals findet er sich in einer älteren Generation; den Augitsyeniten pflegt er meistens vollständig zu fehlen.

Classification der syenitischen Gesteine.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung zerfallen die syenitischen Gesteine in drei Arten, je nachdem neben dem Feldspath Hornblende, Biotit oder monokliner Pyroxen herrschend vorhanden ist. Man nennt die erste Art Syenite schlechthin oder Hornblendesyenite, die zweite Glimmersyenite, die dritte Augitsyenite. Die Verwandtschaft der eigentlichen Syenite und Glimmersyenite ist eine sehr enge. Übergänge zwischen ihnen sind sehr allgemein vorhanden und beide sind eigentlich nur quarzarme, selten quarzfreie Modificationen von Amphibolgraniten und Granititen, mit denen sie demgemäss auch geologisch oft auf das Innigste verknüpft sind. Dagegen sind die Augitsyenite nicht eigentlich Modificationen von Graniten, sondern meistens solche von Elaeolithsyeniten und daher auch geologisch zumeist an diese gebunden.

Die eigentlichen Syenite oder Hornblende-Syenite sind nicht eben sehr häufige Gesteine mit selbständiger geologischer Stellung, verbreiteter schon als Facies von Granititen und Amphibolgraniten. Als Typus derselben kann man die bekannten Vorkommnisse vom Plauenschen Grunde bei Dresden und von Biella in Piemont betrachten. Allenthalben ist in denselben der Titanit in den bei den Graniten beschriebenen einfachen Krystallen und Zwillingen der verbreitetste accessorische Gemengtheil, älter als die Hornblende und gern mit dieser unmittelbar verwachsen.

Kleine Körner von Titanit dürften, wie bei den Amphibolgraniten, ihre Entstehung dem Ilmenit und titanhaltigen Magnetit verdanken. — Orthit kommt ziemlich verbreitet, aber doch stets spärlich vor. — Neben der Hornblende ist fast allenthalben Biotit in wechselnden Mengen vorhanden; er fehlt vollständig in einer Gruppe von Syeniten, welche am Kisselbusch bei Löhrbach im Odenwald auftreten und kommt an Menge der (auffallenderweise braunen) Hornblende gleich in einem ebenfalls von Cohen beschriebenen Syenit von Palma. — Augit erscheint accessorisch neben Hornblende in den als Facies der Amphibolgranite zu betrachtenden Syeniten der Südvogesen (z. B. Rochesson) und der Gegend von Meissen und Moritzburg in Sachsen; nach Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 721) in einem grauen Syenit vom Vettakollen nördlich Christiania. — Selten erscheint accessorisch der Granat, so in einem Syenit von Sandfjord auf Sörö, Westfinnmarken, Norwegen. — Secundär sind Epidot, Carbonate, Limonit und gelegentlich feinkörnige oder feinfaserige Chalcedonpartien; alle diese entstehen vorwiegend aus der Hornblende, nach welcher sie vollkommene Pseudomorphosen bilden, z. Th. unter Mitwirkung der aus dem Feldspath stammenden Lösungen. Ebenso entstehen Carbonate, dann gern im Gemenge mit Titaneisen, aus Titanit. — Der Quarz der Syenite enthält unter seinen Flüssigkeitseinschlüssen auch solche von liquider Kohlensäure; so erwähnt Hawes dieselben in dem Quarz eines durch accessorischen Calcit charakterisirten Syenits von Columbia, N. H. — Während die Feldspathe, Orthoklase und Plagioklase, in den Syeniten fast stets durchaus analog denjenigen der Granite sind, giebt es einige wenige Vorkommnisse, z. B. Albany, N. H., in denen sie auffallend regelmässig kurzleistenförmig sind, und bisweilen eine wegen ihrer Feinheit kaum wahrnehmbare Zwillingsstreifung zeigen; sie herrschen dann auch evident gegenüber dem Orthoklas, der gewissermassen nur den Kitt dieser Leisten bildet. Der Habitus dieser Feldspathleisten und ihre stets sehr geringe Auslöschungsschiefe deutet auf einen Anorthoklas. Wie weit eine solche Vermuthung berechtigt ist, muss spätere chemische Untersuchung lehren. Niedzwiedzki hat offenbar ähnliche Verhältnisse vor Augen gehabt bei der Beschreibung seines Syenit, Var. B von der Vladaja Rjeka, östlich von Sofia.

Durch Zunahme des Quarzes gehen die Syenite in Granitite und Amphibolgranite, durch Überwuchern des Kalknatronfeldspaths und Abnahme des Orthoklas in Diorite und Quarzdiorite über.

Der Glimmersyenit ist wohl ein noch selteneres Gestein als der eigentliche Syenit; derselbe erscheint vorwiegend als quarzarme Facies von Graniten (Tonsenaas bei Christiania mit schönen Bavenoer Zwillingen und viel Albit in perthitischer Verwachsung mit Orthoklas), oder entwickelt sich durch Zurücktreten von Hornblende und Pyroxen aus eigentlichen Syeniten und Augitsyeniten (Monzoni). Die accessorischen Mineralien sind die gleichen, wie bei dem eigentlichen Syenit. Augit als Nebengemengtheil scheint nicht eben selten zu sein. Tschihatscheff (bei Reusch) erwähnt ihn in dem Glimmersyenit von Cingolina in den Euganäen, Philippson in solchem aus dem nördlichen Norwegen. — Gangförmigen, sehr plagioklasreichen Glimmersyenit von feinem Korne erwähnt F. Becke (T. M. P. M. 1883. V. 148) aus Amphibolgneiss von Stallegg in Niederösterreich; diesem sehr ähnlich, aber geologisch mit Augitsyenit verknüpft, scheinen die von Törnebohm beschriebenen feinkörnigen Glimmersyenite aus der Gegend von Ivigtut in Grönland ausgebildet zu sein. Allen diesen feinkörnigen Syeniten ist der vollständige Mangel an idiomorpher Begrenzung aller Gemengtheile eigenthümlich. — Ein typischer, titanit- und mikroklinreicher Glimmersyenit von Lochaber Township in Canada führt denselben kurzleistenförmigen oft sehr fein zwillingsgestreiften Feldspath vom Habitus der Anorthoklase, welcher oben aus dem feinkörnigen und gangförmigen Syenit von Albany erwähnt wurde.

Die Abtheilung der Augitsyenite hat eine selbständige Stellung erst durch die Untersuchungen G. vom Rath's an dem Monzoni-Gebirgsstock gewonnen. Dieselben setzen nach den Angaben des genannten Forschers vorzüglich das südliche Gehänge dieses Massivs zusammen, erscheinen aber auch in bedeutender Entwicklung an den östlichen und westlichen Partien des Nordabhangs. Neben den wesentlichen Gemengtheilen, Orthoklas (mit nicht unbedeutendem Kalk- und Natrongehalt), Plagioklas von wechselnder Zusammensetzung, Augit und Biotit treten Hornblende, Titanit, Pyrit, Magnetit, Apatit und etwas Zirkon sehr allgemein, Melanit, Olivin und Hypersthen nur vereinzelt, letzterer nur als Umrandung des Olivin auf. Feldspath und Biotit zeigen oft auf weite Erstreckung hin die gleiche krystallographische Orientirung. Die relativen Mengen von Orthoklas und triklinem Feldspath, welch letzterer gegenüber dem Orthoklas idiomorph ist, schwanken in weiten Grenzen, so dass förmliche Übergänge in die mineralogische Zusammensetzung des Diabas statthaben. Doch gelangt

nirgends eine eigentliche Diabasstructur zur Entwicklung; man würde statt Diabas besser Gabbro sagen. Der oft von Hornblende umrandete Augit erweist sich durchweg älter als die Feldspathe, z. Th. älter, z. Th. jünger als Biotit, stets jünger als Apatit, Zirkon, Erze, Titanit, Olivin und Hypersthen. — Quarz scheint in primärer Form durchaus zu fehlen. Übergänge in Glimmersyenit sind nicht selten. — In gleicher Ausbildung findet sich der Augitsyenit bei Predazzo. Nach Hansel führt der Feldspath dieses Gesteins gelegentlich Glaseinschlüsse. — Dasselbe Gestein, mit einem sehr natronreichen Orthoklas, findet sich nach vom Rath in den Pyrenäen. — Die südtyrolischen Augitsyenite sind auffallend reich an den nicht feldspathigen Gemengtheilen und unterscheiden sich dadurch von allen anderen mir bekannt gewordenen Varietäten. Ihre geologische Verbindung mit Diabas- oder besser Gabbro-artigen Gesteinen trennt sie ebenfalls von den anderen Augitsyeniten und lässt in denselben vielleicht Tiefenfacies von gewissen, in die Keratophyr-Reihe gehörigen Ergussgesteinen annehmen.

Eine andere, ebenfalls quarzfreie oder doch sehr quarzarme Gruppe von Augitsyeniten, gleichfalls durch deutliche Übergänge in Glimmersyenite, aber zugleich durch stark vorwaltende, feldspathige Gemengtheile charakterisirt, liegt in den von Hawes beschriebenen Gesteinen aus der Gegend von Jackson und Columbia, N. H., vor; diesen schliesst sich sehr genau ein Augitsyenit aus dem Montblanc-Gebiet an. Eine höhere Acidität des Gesteins giebt sich durch häufige Verwachsung des Orthoklas mit Albit kund. Nichtsdestoweniger ist Olivin gelegentlich accessorisch vorhanden; der bald grüne, bald braune Augit ist idiomorph und zeigt sehr oft schmale Umsäumung durch grüne oder braune Hornblende. Das Korn der Gesteine schwankt vom Mittleren zum Feineren. — Vielleicht gehört auch hierher der Uralitsyenit Jeremejeff's vom Dorfe Turgojak im Ural. Der Orthoklas dieses Gesteins, welcher Eisenglanztäfelchen umhüllt, zeigt ausser den normalen Spaltbarkeiten nach (001) und (010) noch eine solche nach einem Orthodoma, welches um 111° 10′ gegen (100) geneigt ist. Die Eisenglanztäfelchen liegen parallel diesen drei Spaltflächen. Der Titanit dieses Syenits, welcher die gewohnte Form hat, besitzt einen schaligen Bau nach zwei sich unter 126° schneidenden und wie eine Hemipyramide liegenden Flächen. Die eine dieser Absonderungen giebt glänzende und ebene, die andere matte und unebene Flächen. Jeremejeff führt diese Theilbarkeit auf Druckverhältnisse zurück,

welche durch die Umwandlung anderer Gesteinsgemengtheile bedingt wären. Die genannte, ungewöhnliche Spaltbarkeit des Feldspaths ist charakteristisch für die Feldspathe mancher Elaeolithsyenite und lässt daran denken, dass dieses Gestein vielleicht auch zur folgenden Gruppe gehören könnte, trotz des Mangels gewisser charakteristischer accessorischer Gemengtheile.

Eine dritte Gruppe von Augitsyeniten wird durch die südnorwegischen repräsentirt. Sie stehen in nahem geologischem Verbande mit Elaeolithsyeniten, und sind mineralogisch durch das starke Überwiegen des Feldspaths, das gänzliche Fehlen des Quarzes als primärer Gemengtheil und die Häufigkeit des Sodalith und Elaeolith als Nebengemengtheile charakterisirt. Auch sie zeigen oft Übergänge in Glimmersyenite. Im Übrigen haben die bisher bekannten Vorkommnisse (in Südnorwegen zwischen dem Christiania- und Langesundsfjord und am Cabo Frio, sowie an einigen anderen Punkten der Provinzen Rio de Janeiro und Minas Geraes in Brasilien, auch in Grönland) jedes ein individuelles Gepräge. Über den Feldspath des südnorwegischen Augitsyenits wurde bereits oben das Nöthige gesagt; ebenso über den Diallag und seine Vertreter und Begleiter Aegirin, Arfvedsonit und Biotit. Als Eisenerze kommen allgemein titanhaltiges Magneteisen mit deutlicher Spaltung nach (111), gelegentlich Titaneisen- und Eisenglimmer dem Feldspath eingewachsen vor. Apatit ist allgemein und nicht eben spärlich in langen Prismen vorhanden; ebenso Zirkon, der sich gelegentlich in ungewohnter Reichhaltigkeit findet. Dagegen fehlt Titanit in den typischen Varietäten vollständig. Ganz allgemein verbreitet ist als ein Nebengemengtheil der Olivin in allotriomorphen Körnern, selten in annähernder Krystallform, gelegentlich von Hypersthen umwachsen, fast stets unmittelbar von Diallag und Biotit umrandet. Dieser Gemengtheil zeigt oft eine beginnende Serpentinisirung. Elaeolith und Sodalith sind meistens spärlich, aber doch ziemlich regelmässig vorhanden, theils in allotriomorphen Körnern, theils in mehr oder weniger deutlicher Krystallbegrenzung gegenüber dem Feldspath. Beide Mineralien führen gern Flüssigkeitseinschlüsse, die im Feldspath weit spärlicher auftreten, und kleine grüne Nädelchen, die dem Aegirin zuzugehören scheinen. Ebenso finden sich in beiden Zeolithnadeln (von Natrolith, oder wie Brögger für wahrscheinlicher hält, von Thomsonit) als Umwandlungsproducte. — Eigentlicher Kalknatronfeldspath pflegt in den meisten Fällen gar nicht vorhanden zu sein. — Die Glimmersyenitfacies dieser

Gesteine ist nach Brögger zumal in der Umgebung von Hedrum entwickelt.

Mineralogisch sind die brasilianischen Augitsyenite durchaus in der Hauptsache analog den südnorwegischen ausgebildet; es fehlt ihnen jedoch die eigenthümliche Begrenzung der Feldspathe durch P, l, y. Das Korn dieser Gesteine sinkt bisweilen bis zum makroskopisch dichten, so dass sie makroskopisch ganz phonolithisch aussehen. Cancrinit ist ein ziemlich verbreiteter accessorischer Gemengtheil; der Olivin dagegen ist nur sehr selten wahrnehmbar.

Törnebohm beschreibt grobkörnige und feinkörnige Augitsyenite aus Grönne Dal, östlich von Ivigtut in Südgrönland, welche grosse Ähnlichkeit mit den brasilianischen zu besitzen scheinen. Neben Elaeolith und Sodalith, welche in der grobkörnigen Varietät in Krystallen neben leistenförmigem Orthoklas auftreten, fehlt auch der Cancrinit nicht, der z. Th. für secundär aus Nephelin entstanden gehalten wird. Der Pyroxen ist ein saftgrüner Aegirin. Titanit fehlt auch hier. Ein braungelb durchsichtiges Mineral in oktaëderähnlichen mikroskopischen Krystallen, welches in den feinkörnigen Varietäten auftritt, wird für Pyrochlor angesprochen. Der Feldspath in einer der feinkörnigen Varietäten bildet lang- und schmalleistenförmige Individuen, welche nur selten die deutliche Zwillingsstreifung der Plagioklase, öfter eine „mikroklinartige Flammigkeit“ und Karlsbader Zwillingsbildung zeigen. Das erinnert an die Anorthoklase der Keratophyr-Reihe. Der Glimmer bildet sehr dünne Blättchen und Blätteraggregate, ein Verhältniss, welches gleichfalls bei den feinkörnigen brasilianischen Varietäten sich findet. Westlich von Ivigtut, so z. B. bei Tuapaitsiait, finden sich ähnliche Gesteine.

Philippson beschreibt Augitsyenite von den Lofoten, deren Stellung sich aus seiner Beschreibung nicht sicher erkennen lässt.

Structurformen der syenitischen Gesteine.

Die Structur der syenitischen Gesteine ist durchaus analog derjenigen der Granite. Die Krystallisation beginnt mit der Bildung des Apatits, des Zirkons und der Eisenerze. An diese setzen sich zunächst Glimmer und Hornblende an und daher finden wir in diesen die ältesten Ausscheidungen als Einschlüsse. Wie sehr z. B. die Eisenerze geradezu als Ansatzpunkte dienen, beweist die rosettenförmige Anordnung des Glimmers um dieselben. Wo Hornblende und Glimmer neben einander vorkommen, pflegt der Glimmer älter zu

sein. In den Augitsyeniten ist durch gegenseitige Umwachsung und Einschliessung oft sicher festzustellen, dass Glimmer- und Augitbildung ziemlich gleichzeitig vor sich gingen; die Hornblende ist allenthalben jünger als der Augit. Die trotz ihres hohen Alters so oft nicht durchaus idiomorphe Begrenzung der genannten Gemengtheile hat anscheinend z. Th. ihre Ursache darin, dass die Feldspathbildung vor Abschluss der Krystallisation der eisenhaltigen Mineralien begann, z. Th. darin, dass später mechanische Deformationen in dem Gestein stattfanden. Von den Feldspathen sind die Kalknatronfeldspathe durchweg älter als die Alkalifeldspathe. Von den accessorischen Gemengtheilen bildeten sich der Olivin, Titanit und Orthit vor dem Glimmer und Amphibol, der Elaeolith und Sodalith vor den Feldspathen.

Die locale Anhäufung der älteren Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma liefert auch hier bald rundliche concretionsartige, Einschlüssen ähnlich aussehende Massen, bald schlierige dioritische Facies.

Eine ursprünglich miarolitische Structur ist auch bei Syeniten oft noch erkennbar; Mikroklin und Quarz, recht oft auch Calcit füllen die eckigen Hohlräume aus; seltener findet sich Muscovit in denselben.

Die Korngrösse der Syenite schwankt in weiten Grenzen und sinkt zumal in randlichen Theilen und in Gängen und Apophysen bis zum Dichten; oder es entwickelt sich eine deutlich porphyrische Structur dadurch, dass eine ältere Generation von idiomorphen Orthoklas- und Plagioklas-Individuen einer zweiten Generation gegenübertritt, durch welche eine Grundmasse entsteht, die ein Aggregat hypidiomorpher oder allotriomorpher Feldspathkörner, meistens mit etwas Quarz untermengt, darstellt.

Gneissartige Structuren entstehen durch Anordnung und Richtung der eisenhaltigen Gemengtheile in parallelen Ebenen oder durch einen Wechsel grob- und feinkörniger Lagen. Sie sind sehr verbreitet im Plauenschen Grunde, bei Leuben, bei Biella, am Monzoni, in Südnorwegen, hier nach Brögger unter Anreicherung mit Elaeolith. Dieselben scheinen in manchen Fällen durch Strömungen in dem in Krystallisation befindlichen Eruptivmagma entstanden zu sein; in anderen Fällen beweist die Zertrümmerung einzelner oder aller Gesteinsgemengtheile, dass sie mechanisch durch Gebirgsdruck nach vollendeter Verfestigung des Gesteins zur Entwicklung gelangten (Leuben, Biella).

Auch die Mörtelstructur mit allen ihren begleitenden Phänomenen, randlicher Zertrümmerung der grösseren Feldspathindividuen und Störung des strengen Parallelismus der Theile der nicht zertrümmerten Krystallkerne, Zerbrechung der prismatischen Gesteinsgemengtheile (Amphibol und Augit), Abblätterung und Auswalzung der Glimmertafeln ist ziemlich verbreitet. Ich rechne hierher auch die von Brögger hervorgehobene eigenthümliche Structur der typischen südnorwegischen Augitsyenite, welche er als zwischen einer granitischen und porphyrartigen in der Mitte stehend bezeichnet. Er beschreibt dieselbe mit folgenden Worten: „Der Feldspath, welcher immer die Hauptmasse des Gesteins ausmacht, ist zum grössten Theil in, obwohl ziemlich unregelmässig begrenzten, Krystallen ausgebildet; dieselben liegen dicht aneinander, ungefähr parallel und spiegeln deshalb an frischen Flächen in den Steinbrüchen in unzähliger Anzahl, ungefähr gleichzeitig. Zwischen diesen gewissermassen porphyrartigen Individuen sind nun theils kleinere körnige Feldspathindividuen, theils die übrigen Mineralien des Gesteins in unregelmässigen Körnern eingeklemmt, und auch in die nicht sehr vollkommen ausgebildeten „Einsprenglinge“ eindringend.“ Die Auffassung dieses Verhältnisses als einer Kataklasstructur stützt sich des Weiteren auf die ebenfalls schon von Brögger betonte mangelnde parallele Orientirung der Theile dieser „Einsprenglinge“, wie sich dieselbe bei jeder Messung von Spaltstücken und bei der Beobachtung der Auslöschung zwischen gekreuzten Nicols deutlich zu erkennen giebt, und auf das nicht seltene Vorkommen von Bruchlinien in denselben, an welchen hin grössere Theile gegeneinander verschoben sind, und welche dann auch wohl zur Bildung kleiner, mit Feldspathaggregaten ausgefüllter Gangtrümer führen.

Pegmatitische Ausbildungsformen kommen in den Syeniten, ebenso wie in den Graniten vor, meistens in gangähnlicher Gestalt. Sie haben die Zusammensetzung der Syenite, in denen sie auftreten, besitzen aber, ausser dem oft sehr grossen Korn, eine ähnliche Structur, wie sie bei den Graniten beschrieben wurde. In dem Augitsyenit Südnorwegens sind sie berühmt durch ihren Reichthum an sonst seltenen Mineralien. Brögger sagt: „Im Ganzen darf man das Vorkommen dieser grobkörnigen, mineralreichen Gänge als ein Grenzverhältniss bezeichnen.“

Contactphänomene in und an den Syeniten.

Ein Theil der erwähnten Structurformen ist metamorpher Natur. Veränderungen im mineralogischen Bestande, welche endomorpher Art wären, sind nur wenig bekannt. Es ist hierher wohl mit Sicherheit das nicht allzuseltene randliche Auftreten des Turmalins, des Flussspathes und das am Monzoni constatirte Vorkommen des Axinits an dem Contact mit dem durchbrochenen Gestein zu zählen.

Die Veränderungen, welche syenitische Gesteine in den durchbrochenen und angrenzenden Sedimenten und Eruptivmassen hervorgebracht haben, sind der Art und dem Grade nach durchaus analog denjenigen an Graniten. Systematische mikroskopische Untersuchungen sind an Syenitcontactgesteinen nur in sehr geringer Ausdehnung durchgeführt. Bekannt sind die Contactphänomene in den Triaskalken in der Umgebung der Augitsyenite des südlichen Tyrol. Zu den auch in der Kalkcontactzone der Granite auftretenden Mineralien Granat, Pyroxen, Vesuvian, Epidot, Axinit, Spinell, Feldspath (Anorthit) gesellt sich hier der Brucit, der Brandisit, der Monticellit, Gehlenit und Biotit. Dieselben bilden z. Th. mit mehr oder weniger vollständiger Ausschliessung des Kalkcarbonats eigentliche Kalksilikathornfelse, z. Th. erscheinen sie einsprenglingsartig in dem zu Marmor metamorphosirten Kalkstein. Als ein interessantes Curiosum wäre zu erwähnen, dass Becke in dem Batrachit der Contactzone von Canzacoli bei Predazzo Einschlüsse von farblosen Glaspartikeln beobachtete.

W. C. Brögger beschreibt die tiefgreifenden Veränderungen, welche der deckenförmig über- und lagergangförmig im Silur auftretende Augitporphyrit in der unmittelbaren Nähe und bis auf weitere Entfernungen von dem südnorwegischen Augitsyenit erfahren hat. An der Südseite der kleinen Insel Stokö im Langesundfjord ist der deckenförmige Augitporphyrit in ein schiefriges Gestein vom Habitus der Hornblendeschiefer in dem unmittelbaren Contact mit dem Syenit metamorphosirt. Die mineralogische Zusammensetzung dieses Contactgebildes wechselt in gewissen Grenzen; meistens besteht es aus herrschendem dunkelbraunem Biotit nebst hellgrünem Pyroxen, viel Magnetit und einem farblosen Mineral, welches nach Spaltbarkeit und optischem Verhalten für Skapolith gehalten wird, in schiefrigem Gefüge. An einer andern Localität (auf der Insel Låven) herrscht der hellgrüne Pyroxen gegenüber dem Biotit bei sonst unveränderter Zusammensetzung und Anordnung; oder aber grüner

Aegirin nimmt die Stelle des Pyroxen, grüner Biotit die des braunen und ein nicht sicher bestimmbares farbloses Mineral (Feldspath? vielleicht auch Quarz?) diejenige des Skapolith. Accessorisch treten violetter Flussspath und hellröthlicher Titanit auf. Die Structur ist diejenige der Hornfelse; die Gemengtheile bilden unregelmässige Körner und Blättchen von sehr geringen Dimensionen. An anderen Orten hat sich in dem Contactgestein grüne oder braune Hornblende, auch Calcit neben Biotit und Pyroxen, vielleicht auch Perowskit gebildet. In manchen Fällen ist keine Spur des ursprünglichen Mineralbestandes noch der Structur des Augitporphyrit erhalten geblieben, in andern (Stokö) erkennt man Reste der ursprünglichen Augiteinsprenglinge des Porphyrits, welche dann entweder den normalen Habitus besitzen oder aber mit schwarzen Nadeln (oder Lamellen) in zwei sich schneidenden Systemen und einem bräunlichschwarzen Staube erfüllt, auch randlich in Biotit oder Hornblende (Birkedalen) umgewandelt sind. Auch die alten Plagioklas-Einsprenglinge scheinen oft makroskopisch erhalten zu sein, erweisen sich aber mikroskopisch in ein körniges Aggregat von gestreiftem Feldspath (Albit?), grünem Pyroxen und einem dritten gelblichweissen, unbestimmten Mineral (Epidot?) metamorphosirt. — Dem Wesen nach ist diese Contactbildung die gleiche in den Lagergängen des Augitporphyrit von Oestvedtö, Nystrand, Figgeskjaer u. a. O. An erstgenannter Localität ist der contactmetamorphosirte Augitporphyrit durchaus ähnlich einem bräunlichvioletten Schieferhornfels mit spärlichen, rundlichen, grünlichweissen Flecken von wenigen Millimeter Durchmesser. Mikroskopisch besteht das Gestein selbst aus brauner oder bräunlichgrüner nebst seltener blauer, Arfvedsonitähnlicher Hornblende, aus reichlichem hellgrünem Pyroxen, braunem Biotit, etwas Titanit und Magnetit. Die ursprünglichen leistenförmigen Plagioklase der Grundmasse sind reichlich und z. Th. vollkommen frisch, z. Th. mit secundärem grünem Pyroxen erfüllt, erhalten geblieben. Daneben findet sich Plagioklas in Körnern und ein dem Orthoklas sehr ähnliches Mineral als Neubildungen. Die hellen Flecken bestehen aus körnigen Aggregaten von fast farblosem Pyroxen, wenig Calcit, Plagioklas und Magnetit; ausserdem sieht man mikroskopisch Anhäufungen von sehr kleinen Titanitkörnchen mit Biotit und Magnetit. Ein sparsam auftretendes, farbloses Mineral mit sehr schwacher Doppelbrechung (Zoisit?) konnte nicht sicher bestimmt werden. Von dem ursprünglichen Augit des Gesteins blieb nichts erhalten; die Structur ist diejenige der Hornfelse. Diese Contact-

metamorphose der lagergangförmigen Augitporphyrite in Hornfelse kehrt mit sehr ähnlichen Charakteren an zahlreichen Punkten innerhalb eines Gebiets von über 3 km Durchmesser in der Umgebung des Augitsyenits wieder. An einem Stücke von Stokö, welches Verf. der Freundlichkeit von Herrn W. C. Brögger verdankt, und an welchem Augitsyenit mit Augitporphyrit sich unmittelbar berühren, ist letzterer in ein schiefriges Gemenge aus grünem Biotit und braunem Melanit umgewandelt, in welchem accessorisch etwas getrübter Feldspath, wenig Eisenerz und wenig Skapolith eingebettet erscheinen.

Eine zweite Art der Umwandlung der Augitporphyritlagergänge findet sich in grösserer Entfernung von dem Augitsyenit, aber immerhin noch innerhalb des Rayons der Schiefercontactzone. Das Product der Umwandlung ist ein Strahlsteinfels o h n e Hornfelsstructur. Brögger neigt daher zu der Ansicht, dass hier nicht eine eigentliche Contactbildung, sondern eine hydrochemische Umwandlung, allerdings vielleicht in Verbindung mit der Contactmetamorphose stattfand. Da solche Umwandlungen, wie sie der gelehrte Verf. hier beschreibt, sich nicht ausserhalb der Contactzone finden und aus Gründen, die erst später bei Besprechung der Diabasgruppe zur Geltung gebracht werden können, möchte ich diese Strahlsteinfelse doch lieber als einen niederen Grad der Contactmetamorphose selbst auffassen, deren Mitwirkung ja auch Brögger für wahrscheinlich hält. Auch hier ist von dem ursprünglichen Mineralbestande des Augitporphyrits oft gar nichts, oft aber sind mehr oder weniger Reste der alten Augiteinsprenglinge erhalten geblieben. Brögger beschreibt diese Umwandlung an Lagergängen aus dem ältesten Quarzit oder Sandstein von Ombordsnäs, aus dem Orthoceraskalk von Rognstrand u. a. O. Die Pyroxen-Einsprenglinge des ursprünglichen Gesteins sind theils durch Uralitisirung in hellgrünen oder weissen Strahlstein umgewandelt, d. h. dieser ist in parallelen Aggregaten so an die Stelle des Augits getreten, dass in dem Muttermineral und dem Tochtermineral die verticalen und orthodiagonalen Axen parallel sind, theils sind sie zu einem regellos strahligen Aggregat von Aktinolith geworden. Im ersten Falle wird nicht selten selbst die Zwillungsbildung des Mutterminerals erhalten, insofern die aus der einen Augithälfte entstandenen Strahlsteinnadeln ebenfalls in Zwillingsstellung zu den aus der andern Zwillingshälfte entstandenen sich befinden. Die Umwandlung beginnt von den Rändern und Spalten des Augits aus und schreitet nach innen fort. Neben dem

UNIVERSITY CALIFORNIA

farblosen Strahlstein tritt selten braune, stark pleochroitische Hornblende spärlich auf; auch Eisenerze scheiden sich bei der Umwandlung des Augits aus. Wo diese braune Hornblende und Strahlstein zusammen auftreten, liegt die erstere im Centrum des letzteren und ist gesetzmässig abgegrenzt. Chlorit und Calcit, welche spärlich vorhanden sind, werden mehr für Producte der atmosphärischen Verwitterung gehalten. Die ursprüngliche Grundmasse des Gesteins ist gleichfalls in Strahlstein, braune Hornblende, braunen Biotit, Eisenerz und ein wenig Calcit umgewandelt. Wo in diesen Gesteinen das Eisenerz nur in geringer Menge vorkommt, pflegen Titanitkörner in Menge vorhanden zu sein und gleichzeitig findet sich eine reichliche Calcit- und spärliche Quarzbildung (Rognstrand, Stenviken, Langesundstangen).

I. c. Familie der Elaeolithsyenite.

Literatur.

W. C. Brögger, Die silurischen Etage 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania. 1882.

C. Dölter, Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz. 1882.

Curt van Eckenbrecher, Untersuchungen über Umwandlungsvorgänge in Nephelingesteinen. T. M. P. M. 1880. III. 1—35.

Ben. K. Emerson, On a great dyke of Foyaite or Elaeolite-Syenite cutting the Hudson river shales in north-western New Jersey. Amer. Journ. XXIII. No. 136. April 1882. 302—308.

V. Goldschmidt, Über Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodidlösung für mineralog. und petrograph. Untersuchungen. L. J. B.-B. I. Heft 2. 1880.

A. Koch, Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstocks von Ditró in Ostsiebenbürgen. L. J. B.-B. I. Heft 1. 1880.

Paul Mann, Über Rutil als Product der Zersetzung von Titanit. L. J. 1882. II. 200.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 252.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidensk. XXIII. Christiania. 1877.

Gerh. vom Rath, Über die Geologie des südöstlichen Siebenbürgens, namentlich über das Syenitgebirge Ditró und das Trachytgebirge Hargitta. Verhandl. d. niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Bonn. 1876. 82.

— Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge von Hargitta nebst dem Budösch im östlichen Siebenbürgen. Bonn. 1876.

Ch. P. Sheibner, On Foyaite, an elaeolithic syenite occurring in Portugal. Q. J. g. S. No. 137. XXXV. 1879. 42—47.

A. E. Törnebohm, Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—700.

— Fonolit från Elfdalen. G. F. i St. Förhdl. II. No. 25. 431. 1875.

— Om den v. k. fonoliten från Elfdalen, dess klyftort och förekomst. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 80. 383.

— Nefelinsyenit från Alnö. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 82. 542.

K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. LXIX. 1874. 1. Abth.

L. van Werveke, Über den Nephelin-Syenit der Serra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. L. J. 1880. II. 141—186.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
— Gesteine von Timor. Sammlungen des geolog. Reichsmuseums in Leiden. No. 9. Leiden. 1884.
F. J. Wiik, Undersökning af elaeolit-syenit från Jivaara i Kuusamo. Finska Vet. Soc. Förh. XXV. 1885.

Mineralogische Zusammensetzung der Elaeolithsyenite.

Unter dem Namen Elaeolithsyenite sind hier alle hypidiomorphkörnigen Tiefengesteine zusammengefasst, welche mineralogisch durch die quarzfreie Combination Orthoklas-Elaeolith charakterisirt sind. Es ist nicht unwesentlich, dass die bei den jüngeren Ergussgesteinen so häufige, der genannten analoge, Combination Orthoklas-Leucit bisher nicht aufgefunden worden ist. Die relativen Mengen von Orthoklas und Elaeolith schwanken nicht nur bei den verschiedenen Vorkommnissen bis zum Ausschluss des einen oder des andern Minerals, sondern auch an einem und denselben Gesteinskörper. Mit dem Orthoklas ist ein gestreifter Feldspath sehr häufig, aber in der Regel nur in geringeren Mengen verbunden. Von eisenhaltigen Gemengtheilen finden sich mehrerlei Pyroxene, mehrerlei Amphibole und meist brauner, selten grüner Biotit. Die allgemeinste Verbreitung haben die Pyroxenmineralien, und will man in der Gesteinsdefinition auf die gefärbten Gemengtheile Rücksicht nehmen, deren Menge — von Ausnahmefällen abgesehen — stets eine geringe bis sehr geringe ist, so muss man die Pyroxene als die normalen Gemengtheile bezeichnen. Die Spärlichkeit der bis vor Kurzem bekannten Vorkommnisse dieses Gesteins, der sinnlich schöne Eindruck, den dieselben fast stets machen, und der anscheinende Wechsel in der Natur der local vorhandenen, vielfach irrig bestimmten farbigen Gemengtheile, dürfte die reichhaltige Synomymik (Zirkonsyenit, Miascit, Ditroit, Foyait) erklären. Der Name Zirkonsyenit, als auf einen accessorischen und im Ganzen sogar seltenen Gemengtheil gestützt, muss von vorn herein verworfen werden. Dann würde nach den älteren Definitionen Foyait für die hornblendehaltigen, Miascit für die glimmerführenden und Ditroit für die sodalithreichen Arten mit Glimmer und Hornblende übrig bleiben. Nun aber ist das im Foyait für Hornblende gehaltene Mineral nicht Hornblende, sondern Augit und Aegirin, welch beide auch in allen anderen Gesteinen, zumeist herrschend, erscheinen. Es ist deswegen, unter Aufgabe dieser Namen, die Gesammtbezeichnung Elaeolithsyenite gewählt worden. So wenig man trotz

der bisweilen vorkommenden Wasserhelle den Feldspath der Granite Sanidin nennen kann und nennen wird, so wenig kann man in diesen Gesteinen von Nephelin sprechen, sie also auch nicht Nephelinsyenite nennen. Nephelin und Sanidin sind Gemengtheile von Ergussgesteinen, Orthoklas und Elaeolith sind die den Tiefengesteinen entsprechenden Formen.

Wie in fast allen Gesteinen, so ist auch in den Elaeolithsyeniten ein meistens kleiner Gehalt an Eisenerzen (Magnetit, Ilmenit, titanhaltigem Magnetit und Ilmenit) und Apatit vorhanden. Der Zirkon ist anscheinend seltener, als in den Graniten und Syeniten, er fehlt manchen Vorkommnissen nahezu vollständig.

Als accessorische, sehr weit verbreitete, aber nicht allgemein auftretende Mineralien sind zumal der Titanit, der Sodalith und wohl z. gr. Th. secundär der Cancrinit zu nennen. — Turmalin, Fluorit, Spinell, Melanit, Wollastonit, Perowskit, Olivin haben nur locale Verbreitung und wohl auch locale Ursachen. — Zeolithe, Calcit, Epidot nebst Chlorit und Limonit sind die verbreitetsten Zersetzungsproducte. — Die Anzahl gelegentlich in einzelnen Individuen auftretender zufälliger Gemengtheile, wie Orthit, Pyrochlor, Laavenit, Wöhlerit, Mosandrit u. s. w., ist eine sehr grosse.

Der orthotome Feldspath der Elaeolithsyenite ist bald ein normaler, bald ein natronreicher Orthoklas, in welchem Albit oder Oligoklas-Albit, vielleicht auch ein Anorthoklas überaus verbreitet in mikroperthitischer Verwachsung oder in regelloser Durchdringung auftreten. Alle diese eingewachsenen Feldspathe besitzen stärkere Doppelbrechung als der Orthoklas. Die Form dieser Feldspathe ist bald diejenige nach allen Richtungen annähernd gleich ausgedehnter hypidiomorpher Körner, bald eine nach M tafelförmige, wie bei den Sanidinen der Trachyte. Für die südnorwegischen Vorkommnisse ist es charakteristisch, dass die Durchschnitte auf eine Begrenzung durch T, l und y hinweisen, wie in den geologisch eng verknüpften Augitsyeniten. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist überaus verbreitet, solche nach dem Bavenoer Gesetz recht selten. — Neben der normalen Spaltbarkeit nach P und M ist an einigen Localitäten (brasilianische Vorkommnisse) recht deutlich eine dritte nach einem steilen Hemidoma 7 P$\breve{\infty}$ (70$\bar{1}$) vorhanden, welche an den Murchisonit erinnert. Sie bildet auf M mit den Spaltrissen nach P einen Winkel von etwas mehr als 73°. — Im frischen Zustande ist der Orthoklas wasserhell durchsichtig, aber nicht rissig. Kaolinisirung und Umwandlung zu Muscovit ist

sehr verbreitet und bedingt die graue Trübung des Feldspaths. — Von Einschlüssen, die allgemeiner vorkommen, sind ausser den älteren Gesteinsgemengtheilen nur Flüssigkeiten und nadelförmige Kryställchen von saftgrünem Aegirin zu nennen; die Unterscheidung der letzteren von Hornblendesäulchen kann oft sehr unsicher werden. — In manchen Elaeolithsyeniten (Arkansas, Litchfield, Minas, Monchique) kommt neben einem trüben, in Krystalltafeln oder Körnern ausgebildeten Orthoklas ein ganz wasserheller, quarzähnlicher, keine Spaltrisse zeigender Orthoklas (?) in allotriomorphen Massen, auch wohl in rundlichen Körnern vor, welcher z. Th. in ähnlicher Weise, wie Mikroklin und Quarz in Granit, miarolithische Hohlräume zu erfüllen scheint. Dieser wasserhelle Feldspath zeigt auffallend oft eine an Bavenoer Zwillinge erinnernde Halbirung. Die Orthoklas-, ja die Feldspathnatur dieses Minerals ist nicht über jeden Zweifel erhaben. Das Brechungsvermögen ist gleich demjenigen des Orthoklas, die Doppelbrechung anscheinend etwas stärker, etwa wie bei Albit; wo man Bissectricen-Austritt beobachten kann, scheint die Dispersion horizontal oder doch vorwiegend horizontal zu sein. — Auch als Saum um normalen mehr oder weniger getrübten Orthoklas erscheint diese wasserhelle Substanz.

Mikroklin scheint recht selten zu sein, wenn man von dem Elaeolithsyenit von Ditró absieht; in sehr zahlreichen Präparaten des algarvischen Foyait wurde er nur zweimal wahrgenommen. Den meisten Vorkommnissen fehlt er ganz.

Gestreifte Feldspathe treten in sehr wechselnden Mengen auf; die Auslöschungsschiefen sind allenthalben klein, die Zwillingslamellirung meistens eine sehr feine. Über ihre Natur liegen genauere Untersuchungen bis heute kaum vor. Basischere Feldspathe als Oligoklas dürften durchaus fehlen, und dass viele der zwillingsgestreiften Feldspathe den Anorthoklasen zuzurechnen seien, lässt sich aus den Bauschanalysen der Gesteine mit grosser Wahrscheinlichkeit schliessen und wurde für Südnorwegen von Brögger direct dargethan. Die gestreiften Feldspathe sind oft überaus frisch, ja frischer als Orthoklas. Einschlüsse und Verwitterung wie bei Orthoklas. Umwandlung in Epidot ist ziemlich selten. Besonders plagioklasreich sind die Elaeolithsyenite von Litchfield, Me., manche von Ditró, von Cabo Frio bei Rio de Janeiro und von Särna in Schweden. Fast vollkommen frei von Plagioklas sind manche südnorwegische, portugiesische und das durch seinen Eudialytgehalt bekannte Gestein von Kangerdluarsuk in Grönland.

Der Elaeolith erweist sich in den meisten Fällen idiomorph gegen Feldspath und zeigt die Formen (10$\bar{1}$0) (10$\bar{1}$1) (0001), wobei die Pyramide nur als schmale Abstumpfung der Combinationskante von Prisma und Basis erscheint. Die Durchschnitte sind also Hexagone oder kurze Rectangeln mit abgestumpften Ecken. Die Pyramide fehlt jedoch oft. Die Spaltbarkeit ist in sehr dünnen Präparaten deutlich; wo sie nicht wahrnehmbar ist, orientirt man sich meistens leicht an den kaum je fehlenden Gas- und Flüssigkeitsinterpositionen, sowie an mikrolithischen Einschlüssen (Aegirin, Augit, Hornblende (?), Apatit), welche, wo sie auftreten, fast stets in dem Prisma concentrischen Schalen eingebettet sind. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind bald rundlich oder elliptisch, bald gedrungen rectangulär und besitzen dann die Form des Wirthes. Seltener ist der Elaeolith allotriomorph gegen Feldspath, bisweilen kommen beide Typen neben einander vor. Es hat fast den Anschein als ob der Idiomorphismus dieses Minerals in umgekehrtem Verhältniss zu seiner Menge und zu der Korngrösse des Gesteins stände. Die im auffallenden Lichte graue, grünliche oder rothbraune Farbe verschwindet im durchfallenden Lichte. Das Mineral pflegt ganz wasserhell zu sein; die rothe Farbe rührt, wie bei Feldspath, von äusserst dünnen Häutchen und Fetzchen von Haematit her. — Durch Umwandlungsvorgänge entstehen sehr oft Zeolithe, und zwar Analcim in grossen Körnern oder Krystallen, im letztern Falle von Calcit umgeben, die ziemlich häufig optisch wirksam sind; wo Natrolith entsteht, bildet dieser eisblumenartige, fasrige oder sphärolithische Aggregate mit schwacher Doppelbrechung; Thomsonit, der gleichfalls in gestreckten Individuen ausgebildet zu sein pflegt, ist gröber stenglig und hat weit stärkere Doppelbrechung, seine Polarisationsfarben sind auch in sehr dünnen Schliffen noch solche der zweiten Ordnung, während der Natrolith dann die matten Farben der unteren Hälfte der ersten Ordnung besitzt. — Überaus verbreitet ist die secundäre Cancrinitbildung im Elaeolith; derselbe umschliesst dann kurz- oder langstenglige, auch regellos blättrige Individuen des Cancrinits. Ihr geringes Brechungsvermögen, ihre starke Doppelbrechung und ihre Spaltbarkeit charakterisiren sie gut. Wo letztere nicht beobachtet werden kann, ist eine Verwechslung mit Thomsonit leicht möglich, da die Doppelbrechung dieses ($\gamma - \alpha = 0.0273$ nach Lacroix) fast so stark ist, wie diejenige des Cancrinits ($\gamma - \alpha = 0.0299$). Das Aufbrausen des Cancrinits bei Behandlung mit HCl muss dann entscheiden. —

Kaolinisirung oder Umwandlung in farblosen Glimmer ist nicht eben häufig zu beobachten. Auffallend ist die oft recht reichliche Calcitbildung im Elaeolith.

Die Pyroxene der Elaeolithsyenite sind sehr verschiedene. In dem normalen Gestein sind fast ausschliesslich grüne, in den basischen dunklen Ausscheidungen derselben oft violettbraune Augite vorhanden. Die grünen Pyroxene sind zweierlei, z. Th. ein normaler, auch wohl diallagähnlicher Augit mit grosser Auslöschungsschiefe, z. Th. ein echter Aegirin von grüner Farbe und mit deutlichem Pleochroismus. Vorkommnisse, in denen Augit allein auftritt, sind wohl sehr selten, solche, in denen ausschliesslich Aegirin erscheint, ziemlich verbreitet in dem Massiv der Serra de Monchique, in Schweden, in Grönland und in Brasilien. Am allerhäufigsten treten beide Pyroxene neben einander auf; in diesem Falle verwachsen sie gern parallel mit einander und zwar immer so, dass der Augit stets den Kern mit oft corrodirter Umgrenzung, der Aegirin die äussere Hülle bildet, also entschieden jünger ist. Der Augit enthält dann bisweilen Glaseinschlüsse neben solchen von Flüssigkeiten, der Aegirin nie die ersteren, selten die zweiten. Beide umschliessen von älteren Mineralien den Apatit, die Eisenerze, den Titanit; der Augit nie, der Aegirin nicht eben selten sogar Sodalith und Elaeolith. Die Aegirinbildung hat offenbar vor der Elaeolithbildung begonnen, denn er wird oft von diesem umschlossen, und nach derselben noch fortgedauert unter partieller Wiederauflösung des älteren Augit. Beide Pyroxene sind bei normaler Ausbildung idiomorph; ihre Formen werden zerstört durch mechanische Processe, bei dem Augit auch durch Wiederauflösung, beim Aegirin durch gleichzeitige Krystallisation von Elaeolith, Sodalith und Feldspath. Der Augit hat die normale achtseitige Säule und die Pyramide P. Ruinenartige Wachsthumsformen sind selten und treten nur da auf, wo der Augit durchaus idiomorph ist. Krystalle mit sanduhrförmiger Theilung und verschiedener Auslöschung in den einzelnen Theilen finden sich nicht selten im Elaeolithsyenit von Pouzac. Der Aegirin ist oft tafelartig durch starkes Herrschen von (100). Der Augit wird nicht selten auch von grüner Hornblende umrandet, die leicht mit Aegirin verwechselt werden kann, wenn man nicht den Werth der den Spaltrissen nächstliegenden Elasticitätsaxe in Längsschnitten prüft; bei Aegirin wurde diese Umrandung durch Hornblende nie beobachtet. Die innige Verwachsung von Augit und Aegirin findet ihren Ausdruck auch in den Analysen Merian's und Mann's. Braundurchsich-

tigen Aegirin oder Akmit giebt Emerson in dem Gestein des nordwestlichen New Jersey an. — Umwandlungsphänomene dürften bei dem Aegirin, wenn man von einer randlichen Besetzung mit braunem Biotit absieht, kaum gefunden werden; der Augit verwittert zu Chlorit und Calcit nebst Limonit, oder es tritt Epidotisirung ein. — Violettbrauner und desshalb wahrscheinlich titanhaltiger, diallagartiger Augit findet sich verbreitet in den südnorwegischen Elaeolithsyeniten und in den dunklen Ausscheidungen z. B. des Foyaits von Monchique und vom Cabo Frio in der Provinz Rio de Janeiro. Dieser Augit hat dieselben Interpositionen, wie in den Augitsyeniten, und umschliesst gern, zumal randlich, Blättchen von braunem Biotit. — Fast farbloser, offenbar malakolithischer Augit ist charakteristisch für sehr feinkörnige bis dichte Elaeolithsyenite, in denen die nicht feldspathartigen Gemengtheile auf ein Minimum herabsinken. — Zwillingsbildungen nach (100) kommen bei allen Pyroxenen, sowie auch bei den Amphibolen vor.

Unter den Amphibolen der Elaeolithsyenite herrscht eine grüne bis bräunlichgrüne Hornblende mit oft vollkommener krystallographischer Begrenzung durch (110) (100) (010) (11$\bar{1}$) und starkem Pleochroismus. Dieselbe umschliesst Eisenerze, Apatit, Titanit (und Zirkon). An manchen Localitäten der Sierra de Monchique ist sie durch einen bei Ergussgesteinen häufigen, bei Tiefengesteinen sehr seltenen, magmatischen Vorgang in parallel gestellte Aggregate sehr hellgrünlicher Augitnadeln aufgelöst, zwischen denen reichlicher oder spärlicher Magnetitkörner liegen. Es dürfte keinen Elaeolithsyenit geben, in welchem der Amphibol allgemein herrschend würde; doch kann man von manchem derselben Handstücke erhalten, in denen der Amphibol mit mehr oder weniger Biotit die Pyroxene verdrängt. — Braune basaltische Hornblende ist selten (Serra de Tinguá in der Provinz Rio de Janeiro), gelegentlich bei Ditró. — Arfvedsonit von blaugrüner oder von brauner Farbe scheint gleichfalls selten zu sein. — Die Amphibole sind jünger als der Augit, aber älter als Aegirin und verlieren ihre ursprüngliche Krystallbegrenzung daher nicht nur durch mechanische Vorgänge, sondern auch durch Wiederauflösung behufs Aegirinbildung.

Der Biotit von tiefbrauner Farbe in Krystalltafeln und unregelmässigen Blättchen dürfte im Ganzen häufiger neben Pyroxen vorkommen, als die Amphibole. Er umschliesst dieselben Mineralien wie der Amphibol, zeigt auch gelegentlich die gleiche randliche Umwandlung in Augit-Magnetitaggregate, jedoch mit grösseren

Mengen von Magnetit, was auf hohen Eisenreichthum hinweist. Er ist z. Th. älter als Augit und Amphibol, in welchen er eingewachsen vorkommt, z. Th. jünger als Aegirin. In manchen Elaeolithsyeniten bei Rio de Janeiro umschliesst Biotit auch hellgrüne Diopsidkryställchen, ähnlich wie der Glimmer des Nephelinbasalts vom Katzenbuckel. Die Axenwinkel pflegen klein bis sehr klein zu sein, die Absorption äusserst kräftig. — Zwillingsbildung nach dem gewöhnlichen Gesetz wurde beobachtet bei den Biotiteinschlüssen im Augit der Elaeolithsyenite von Sitio dos Casaes bei Monchique. — Dunkelgrünen Biotit neben braunem führt der Elaeolithsyenit von Litchfield.

Die Eisenerze zeigen nichts von dem Gewöhnlichen Abweichendes. Umhüllung durch Biotitrosetten und Umwandlung in Titanit kommen ebenso vor, wie in den Augitsyeniten. — Der Apatit ist recht verbreitet in langen, farblosen Prismen mit Quergliederung, seltener in gedrungeneren Säulen ($\infty P \cdot oP$) oder ($\infty P \cdot P$), die dann gern durch sehr regelmässig parallel den Prismenflächen geordnete winzige Interpositionen getrübt, auch bläulich violett gefärbt und dann pleochroitisch sind. — Wo sich Zirkon findet, hat er den bei Granit beschriebenen Habitus.

Der Sodalith fehlt wohl nur sehr wenigen Elaeolithsyeniten (Särna, Alnö, Fünfkirchen) ganz. Er bildet in den meisten Gesteinen sowohl rhombendodekaëdrische Krystalle, welche gelegentlich eingewachsen sind in Feldspath und Elaeolith, als auch keilförmige Massen, welche die Zwischenräume der übrigen Gemengtheile ausfüllen. Seine Bildungsperiode ist also eine sehr lange anhaltende gewesen, wenn man nicht annehmen will, dass die allotriomorphen Sodalithe miarolithische Zellen ausfüllen und also nicht in derselben Strenge ursprüngliche Krystallisationsproducte sind, wie die idiomorphen Individuen desselben Minerals. Die Spaltbarkeit nach (110) ist bisweilen recht deutlich. Der niedrige Brechungsexponent, der Reichthum an Flüssigkeitseinschlüssen von rundlicher und rhombendodekaëdrischer Gestalt charakterisiren ihn gut; von basalen Elaeolithschnitten unterscheidet ihn der Mangel der Interferenzfigur im convergenten Lichte. Der Sodalith ist meistens farblos, wenn ihn nicht der Reichthum an Interpositionen grau oder graublau getrübt erscheinen lässt; die im auffallenden Lichte so verbreitete blaue Farbe verschwindet im Dünnschliff meistens vollkommen oder doch nahezu. Wo der Elaeolith Aegirinnadeln führt, sind diese auch im Sodalith reichlich vorhanden, aber gewöhnlich regellos nach allen Richtungen gelagert. — Ziemlich verbreitet sind die Fälle, dass

der Sodalith durchaus nur in idiomorphen Individuen erscheint, seltener solche, in denen er nur allotriomorph vorkommt. In einzelnen Gesteinen (Ditró) ist er mit den Feldspathen und Elaeolithen zu einem körnigen Aggregate verwoben, oder folgt in trumartigen Massen den Spaltrissen der Feldspäthe. Solche Gesteine lassen stets tief eingreifende mechanische Veränderungen ihrer ursprünglichen Structur beobachten. — Die Umwandlungen des Sodaliths sind die gleichen wie bei Nephelin; am häufigsten ist die Zeolithisirung zu Natrolith, Thomsonit oder Analcim, im letzteren Falle scheint Calcitbildung auffallenderweise fast stets nebenherzugehen. — Niemals wird der Sodalith in den Elaeolithsyeniten durch Nosean oder Hauyn vertreten, soweit die Untersuchungen darüber vorliegen. Die entgegenstehende Behauptung Sheibner's wurde durch van Werveke widerlegt. An der primären Natur des Sodaliths zweifelte man früher wohl, zumal auf Grund seiner Erscheinungsform in den Gesteinen von Ditró; die Thatsache, dass er in weiter Verbreitung idiomorph dem Elaeolith und Feldspath eingewachsen ist, stellt seine primäre Natur fest, die allotriomorphe Begrenzung vermag man heute auf einfachere Weise zu deuten. Es soll jedoch natürlich nicht bestritten werden, dass eine secundäre Bildung gelegentlich auf Klüften vorkomme.

Der Cancrinit als Umwandlungsproduct von Elaeolith oder weit seltener von Sodalith ist überaus verbreitet in parallelstengligen oder divergentstengligen bis sphärolithischen Aggregaten und regellos gestalteten Blättchen. In solcher Form ist er wohl vielfach mit Zeolithen verwechselt worden und wird daher in der Literatur nur ziemlich selten erwähnt. Die gelben und rothen Farben im auffallenden Lichte verschwinden im Dünnschliff. Seltener wird der Elaeolith in ein aus durchweg parallelen Theilen bestehendes Cancrinitindividuum umgewandelt, in welchem dann wohl spärliche Reste des Muttermineralsden Ursprung verrathen. Mit einiger Sicherheit darf man ihn für primär halten, wenn er in langen, beim Elaeolith nicht vorkommenden, schlanken Prismen ausgebildet ist. Wo dieses der Fall ist, besonders schön in Dalekarlien und bei Litchfield, da nimmt mit zunehmendem Cancrinit der Elaeolith oft an Menge ab. Der Cancrinit umschliesst gern Aegirin, auch wohl Fluida und ist in diesem Falle anscheinend stets älter als Elaeolith. In anderen Gesteinen (Alnö, Brasilien) wird der Cancrinit gern von reichlichem Calcit begleitet. — Durch Verwitterung geht der Cancrinit in eine trübe, ziegelrothe Substanz über, deren chemische Natur noch unbekannt ist.

Titanit in den bekannten Formen ist überaus verbreitet; er fehlt nur den Gesteinen von Kangerdluarsuk und Fünfkirchen. Zwillinge nach der langen Diagonale der Durchschnitte sind sehr häufig. Die idiomorphen Individuen bildeten sich früher als Glimmer, Pyroxen und Amphibol; sie umschliessen nur Erze und Apatit, gelegentlich auch libellenführende Einschlüsse, die wohl eine Flüssigkeit enthalten. Allotriomorphe Körnchen des Titanit, welche oft sehr zahlreich in den Dünnschliffen liegen, scheinen durchweg aus Eisenerzen entstanden zu sein. Ihre Menge ist umgekehrt proportional den Eisenerzen, die sie oft umranden und verdrängen. Auffallend ist die Häufigkeit der Zersetzung dieses sonst so widerstandsfähigen Minerals; sie erklärt sich wahrscheinlich durch den nothwendig stark alkalischen Charakter der in den Elaeolithsyeniten circulirenden Lösungen. Das Umwandlungsproduct ist vorherrschend Calcit, welchem trübe, stark lichtbrechende, im auffallenden Lichte schmutzig gelbbraune bis schwarzbraune Erzhäufchen beigemengt sind, die sich bei hinreichender Dünne als Rutil erkennen lassen. Mann beschrieb zuerst diese Umrandung von einer Localität der Serra de Monchique; sie ist allgemein verbreitet. Der Rutil tritt aber oft erst nach dem Wegätzen kleiner Mengen von Limonit oder Magnetit hervor, die ihn verbergen. Anstatt des Rutils erscheint bisweilen Anatas in bläulichvioletten Pyramiden und Tafeln.

Classification der Elaeolithsyenite.

Will man innerhalb der sich rasch mehrenden Familie der Elaeolithsyenite eine Gliederung vornehmen, so kann man nach dem heutigen Stande der Erfahrungen dazu nicht die eisen- und magnesiahaltigen Gemengtheile wählen. Man wird vielmehr eher auf das Mengenverhältniss von Elaeolith und Feldspath oder gewisse accessorische Mineralien Gewicht legen müssen. Nach der einen Seite würden die verhältnissmässig elaeolitharmen, den Augitsyeniten sehr nahestehenden Vorkommnisse, welche die weiteste Verbreitung haben, als die normalen von den sehr feldspatharmen oder feldspathfreien, die bisher die seltensten sind, abscheiden. Durchaus feldspathfrei scheint nach der Darstellung Wiik's ein im normalen Elaeolithsyenit des Berges Jivaara in Finnland aufsetzender Gang von grobkörnigem Elaeolithgestein zu sein, welches neben Elaeolith nur einen grösstentheils uralitisirten Pyroxen, Jivaarit (titanhaltigen Kalkeisengranat) und Cancrinit führt. Zu der sehr feldspatharmen Art würde der von Emerson beschriebene im Hudson

river shale bei Libertyville in New Jersey aufsetzende Gang von Elaeolithsyenit gehören, welcher bis zu 90% Elaeolith neben wenig Orthoklas, Sodalith, reichlich Aegirin und etwas Titanit enthält. Doch kommen auch bei diesem Vorkommen in der recht grobkörnigen Gangmitte orthoklasreichere und dann auch biotithaltige Partien vor, so dass die Gangränder also basischer wären, ähnlich wie bei Graniten randliche Syenit- und Dioritfacies vorkommen. — Ob etwa sodalithführende und sodalithfreie Varietäten zu trennen seien, lässt sich schwer entscheiden auf Grund der heutigen Erfahrungen. — Eine recht eigenartige Varietät stellt jedenfalls das von Törnebohm ursprünglich als Phonolith von Elfdalen in losen erratischen Blöcken beschriebene, dann am Siksjöberge bei Särna in Dalekarlien anstehend gefundene, wahrscheinlich cambrische, Cancrinit-Aegirin-Syenit genannte, nach Structur und Zusammensetzung sehr wechselnde Gestein dar, dessen Feldspath bald schwach herrschend Orthoklas mit wenig Mikroklin, bald vorwiegend ein Plagioklas ist. Doch giebt es auch hier cancrinitarme und elaeolithreiche, also normale Varietäten und es scheint somit, als ob allen diesen mineralogisch verschiedenen Ausbildungsformen mehr der Werth von Facies als eine geologische Selbständigkeit zukomme.

Übergänge in Augitsyenit und Glimmersyenit sind allgemein verbreitet: seltener schon sind solche in plagioklasreiche, des Orthoklas nahezu ganz entbehrenden Gesteine, die sich dann bei Erhaltung des Elaeolith- oder Cancrinitgehalts den Theralithen (Särna), bei Verlust auch des Elaeoliths den Augitdioriten (Monchique, Cabo Frio) mehr und mehr nähern. — Quarzführende Facies sind durchaus unbekannt. Dieser Umstand dürfte es vielleicht empfehlen, die Grenze in den syenitischen Gesteinen so zu ziehen, dass man die Augitsyenite mit den Elaeolithsyeniten vereinigte, von den Glimmer-, zumal aber von den Hornblendesyeniten strenger schiede.

Bei der geringen Anzahl der Vorkommnisse dieser Gesteine dürfte eine kurze Charakteristik der wichtigsten derselben nach ihrem mineralogischen Bestande nicht unerwünscht sein, so weit derselbe mir durch Autopsie bekannt wurde.

Das schöne Gestein von Ditró ist durch seinen Reichthum an Mikroklin und Sodalith, seine mannichfachen Feldspathe, durch die Häufigkeit des Cancrinit und seine fast regelmässige Association mit Calcit, durch den local in grosser Menge auftretenden Perowskit, ziemlich constanten Gehalt an Zirkon und den Wechsel in den Krystallformen des Titanits ausgezeichnet. Es ist hervorzuheben,

dass der im Allgemeinen ganz allotriomorphe Sodalith sofort die Rhombendodekaëderform annimmt, wenn auch die übrigen Gemengtheile keine Deformationen zeigen. Wollastonit in strahligen Aggregaten ist nicht eben selten.

Die südnorwegischen Elaeolithsyenite theilen mit den siebenbürgischen die Mannichfaltigkeit in der Feldspathausbildung; sie pflegen reicher an den farbigen Gemengtheilen zu sein. Cancrinit ist ziemlich selten. Wollastonit fehlt ganz; dagegen führen sie (Låven) gelegentlich Olivin in ziemlich gut auskrystallisirten Individuen von grünlichgelber Farbe, deren Bildungsperiode noch vor diejenige der Biotite, Augite und Amphibole fällt. Andere Varietäten (Brevig, Bratholmen) führen violetten oder hell weingelben Flussspath.

Der von Törnebohm beschriebene, im grauen Gneiss aufsetzende Elaeolithsyenit von Alnö, welcher wie die brasilianischen Vorkommnisse vom Cabo Frio bei Rio de Janeiro eine augitdioritische Facies entwickelt hat, ist mineralogisch durch das locale Vorkommen von Calcit in anscheinend primären Körnern oder in grösseren, an accessorischen Mineralien reichen Massen interessant. Damit in Beziehung steht auch wohl das sonst seltene Vorkommen von Wollastonit in Krystallen und stengligen Aggregaten, sowie das Auftreten von Melanit. Zirkon ist nur sehr spärlich, Cancrinit nicht selten beigemengt*.

Der Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, stockförmig im Culmschiefer auftretend, theilt mit dem südnorwegischen Vorkommen den starken Wechsel in den Mengen von Feldspath und Elaeolith, die allgemeine Verbreitung des Sodalith, die Mannichfaltigkeit in

* Herr Törnebohm schrieb mir am 24. März 1886. „Zur Zeit, da ich den Elaeolithsyenit von Alnö beschrieb, hatte ich nur wenig Material von dem Gestein. In mehreren von den damals angefertigten Dünnschliffen fand sich der Wollastonit und ich glaubte daher, dass dieses Mineral ein ziemlich häufig vorkommender accessorischer Gemengtheil des Gesteins sei. Seitdem bin ich noch einmal auf der Alnö gewesen. Das bei dieser Gelegenheit gesammelte Material habe ich erst ganz neulich untersucht, dazu durch ihren letzten Brief veranlasst. In circa 20 Dünnschliffen habe ich aber zu meinem Erstaunen keine Spur von Wollastonit entdecken können. — Es scheint also, dass der Wollastonit nur ganz local in dem Elaeolithsyenit vorkommt, der Kalkspath scheint häufiger zu sein. Das Gestein durchsetzt einen alten körnigen Kalkstein; vielleicht kann das Vorkommen von sowohl Kalkspath als Wollastonit durch eine locale Einmengung von Calciumcarbonat in das Syenitmagma erklärt werden.“ Ich bin überzeugt, dass Törnebohm die richtige Deutung hiermit giebt; das reichlichere Auftreten des Calcit gegenüber Wollastonit erklärt sich zwanglos aus der Basicität des Eruptivmagmas.

den eisenhaltigen Silicaten. Der Zirkon fehlt meistens gänzlich, er wurde nur in Handstücken von dem Badeorte Monchique und dem Kloster S. Antonio beobachtet. Olivin wurde ziemlich regelmässig in dunklen basischen Ausscheidungen, selten (Sitio das Reboulas) im normalen Gestein wahrgenommen. Anscheinend primärer Cancrinit fand sich am Cerro da Posada; Turmalin (Rincovo) und Fluorit (mehrfach) sind wohl ähnlich aufzufassen, wie bei Granit. Sehr interessant ist das reichliche Auftreten von Pleonast oder einem andern grün durchsichtigen Spinell in Handstücken von dem Badeorte Monchique. Die Analogie mit ähnlichen Vorkommnissen in andern Gesteinsreihen lässt in dem Pleonast ein Contactgebilde vermuthen; thatsächlich liegen die Bäder von Monchique unmittelbar an der Grenze des Elaeolithsyenit gegen die Culmschiefer.

Der bei Montreal in Canada stock- und gangförmig im Trenton limestone aufsetzende Elaeolithsyenit ist durch grossen Reichthum an Sodalith, durch das Herrschen grünlichbrauner und bläulichgrüner (Arfvedsonit?) Hornblende, bezeichnenderweise auch durch accessorischen Melanit, neben welchem vereinzelt Wollastonit vorkommt, charakterisirt.

In Brasilien entdeckte Herr Orville A. Derby den Elaeolithsyenit an mehreren Punkten der Provinzen Rio de Janeiro und Minas Geraes, so am Cabo Frio und auf den vorliegenden Inseln, wo das normale Gestein den grobkörnigen Monchique-Varietäten überaus ähnelt, an der Serra de Itatiaia (hier ohne jedes Pyroxenmineral, nur mit bläulichgrüner Hornblende und rothbraunem Biotit), an der Serra de Tinguá (mit brauner Hornblende neben Biotit und Aegirin, auch etwas accessorischem Melanit und stellenweise mit Flussspath), an der Serra dos Poços de Caldas in Minas Geraes (auch hier mit etwas accessorischem Melanit und reichlichem Thulit? oder rothem Epidot?). Von hohem Interesse sind die Structurverhältnisse dieser brasilianischen Elaeolithsyenite und ihre innige Verknüpfung mit Ganggesteinen vom Habitus der tertiären Phonolithe, Tephrite, Limburgite, Trachyte u. s. w. — In einzelnen Handstücken, welche ich der Freundlichkeit des Herrn H. Bauer in Iguape verdanke, lernte ich den Elaeolithsyenit von zwei Punkten (Ribeirão do Capitão Braz und Minas de Jacupiranga) im südlichen Theil der Provinz S. Paulo kennen.

Durch ihren constanten Gehalt an accessorischem Eudialyt zeichnen sich die aegirinreichen, titanitfreien, spärlich braunen oder bläulichgrünen Amphibol-führenden Elaeolithsyenite Grönlands aus.

Die weite Verbreitung dieses Gesteins ergiebt sich aus den, den obigen Localitäten zuzufügenden Fundorten Pouzac in Südfrankreich, Fünfkirchen in Ungarn, Litchfield, Me. und Hot Springs, Ark. und Salem, Mass. in den Vereinigten Staaten, Cap Verde-Inseln, Tenerifa (in Auswürflingen), Fernando de Noronha als Einschluss in Phonolith, Viti-Archipel, Timor, Miask, Sedlowatoi im Weissen Meer.

Structurformen der Elaeolithsyenite.

Dass auch in den Elaeolithsyeniten eine gewisse Reihenfolge der Mineralausscheidungen zu beobachten ist, welche die Structur bedingt, ergiebt sich aus dem Vorhergehenden. In grossen Zügen beginnt die Krystallisation des Gesteins mit der Ausscheidung von Apatit, Erzen und Titanit, es folgt dann die Periode der gefärbten und endlich diejenige der farblosen Gemengtheile. Scheinbare Ausnahmen von dieser Regel erklären sich durch die über die Elaeolith- und Sodalithbildung hinaus sich fortsetzende Krystallisation des Aegirin. Innerhalb der farblosen Gemengtheile beginnt die Krystallisation des Sodalith, ihm folgt der Elaeolith, dann erst kommt der Feldspath, und zwar der Orthoklas nach eventuell vorhandenem gestreiftem Plagioklas. Es scheint kein Gestein vorzukommen, wo sich diese Succession umkehrt, wohl aber finden sich zahlreiche Vorkommnisse, in denen die Elaeolith- und Sodalithbildung über diejenige der Feldspathe hinaus fortdauert, oder nach denselben wieder aufgenommen wird. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass in manchen Fällen diese jüngste Krystallisation von Sodalith und Elaeolith in eckigen miarolithischen Räumen zwischen den Feldspathen ein der eigentlichen Gesteinskrystallisation folgender, also nicht im strengsten Sinne primärer Vorgang ist.

Dass diese Gesetzmässigkeit in der Krystallisationsreihenfolge, wie bei Graniten und Syeniten, zur Ausbildung mineralogisch differenter, einschlussartiger, grösserer oder kleinerer Massen, sogenannter basischerer Ausscheidungen führe, wurde bereits oben gelegentlich erwähnt. In diesen finden sich nicht nur die im normalen Gestein vorhandenen Gemengtheile in abnormen Mengenverhältnissen, sondern auch solche, die dem Gestein fremd sind oder doch nur ausnahmsweise (Olivin) in demselben vorkommen; dieser Umstand deutet darauf hin, dass während der Krystallisation des Gesteins Wiederauflösung von bereits ausgeschiedenen Verbindungen stattfand, die unter den spätern Verhältnissen nicht mehr bestandfähig waren. Auch der Augit, der Amphibol und der Biotit lassen Spuren

solcher magmatischen Resorptionsprocesse gelegentlich sehr deutlich beobachten und überaus oft aus der mehr oder weniger vorgeschrittenen Zerstörung ihrer Krystallgestalten erschliessen und vermuthen. — Ausser diesen dunkleren, basischeren Facies finden sich bei den Elaeolithsyeniten in meistens schlieren- oder annähernd gangförmigen Massen hellere und feinkörnigere, saurere Ausscheidungen, in denen die gefärbten Gemengtheile nahezu oder ganz vollständig fehlen. Dass diese eine nothwendige Folge der bei der Gesteinskrystallisation herrschenden Gesetze sind, wurde bei den Graniten darzuthun versucht.

Wenn man von dem, vielen südnorwegischen Elaeolithsyeniten eigenen, durch die angenäherte rhomboëdrische (T, l, y) Form ihrer Feldspathe bedingten Habitus absieht, so lassen sich ohne Rücksicht auf die Korngrösse zwei ursprüngliche Hauptstructurgruppen bei ihnen unterscheiden, zwischen denen Vermittlungsformen zwar nicht fehlen, aber doch eigentlich selten sind. In der einen Gruppe bildet der Feldspath isometrische Körner; da nun auch Sodalith und Elaeolith naturgemäss ziemlich gleichmässige Dimensionen nach allen Richtungen des Raumes haben und die mehr säulenförmigen eisenhaltigen Gemengtheile der Masse nach kaum ins Gewicht fallen, so nimmt das Gestein einen überaus regelmässig körnigen, granitischen Habitus an; der sofort das Auge treffende Eindruck ist der eines richtungslosen Gemenges. Dieser Typus ist in allen mir bekannt gewordenen Vorkommnissen, mit Ausnahme desjenigen vom Nagy-Köves bei Vasas verbreitet; man darf ihn wohl als den herrschenden bezeichnen. Nur ist er oft durch mechanische Deformationen mehr oder weniger versteckt und unkenntlich geworden. — In einer andern Gruppe von Elaeolithsyeniten ist der Feldspath nach Art des Sanidins der Trachyte in Tafeln nach M und in Säulchen nach der Klinodiagonalen ausgebildet; dadurch verliert das Gestein, ja noch mehr im Dünnschliff als im Handstück, den Charakter des richtungslosen Gemenges und je nach dem Modus der Anordnung der Feldspathleisten wird der Habitus ein verschiedener. In den weitaus meisten Fällen sind diese annähernd parallel oder schwach divergent geordnet und die Structur ist dann eine sehr trachytähnliche, wenn man von den hier viel grösseren Dimensionen der Feldspathleisten absieht; weit seltener ist eine rohradiale Anordnung der Feldspathleisten, wie sie ja ebenfalls bei Trachyten neben der parallel-fluidalen sich findet. Diese trachytische Structur ist vorzüglich deutlich bei dem verhältnissmässig grobgemengten Elaeolithsyenit von

dem Nagy-Köves bei Vasas, welchen G. vom Rath (Sitzungsber. Niederrhein. Ges. f. Nat.- u. Heilk. zu Bonn. 13. Jan. 1879. pag. 25) zum Teschenit, K. Hofmann (Mittheilungen aus dem Jahrbuche der Kön. Ungar. geol. Anstalt. Bd. IV. 4. Heft. S. 266), der ihre Eruption in die untere Kreide verlegt, und Rohrbach (T. M. P. M. 1885. VII. 63) zum Phonolith stellen. Sie ist verhältnissmässig häufig in dem Monchique-Massiv selbst in sehr grob gemengten Varietäten, so am Kloster S. Francisco, am Sitio do Covado (die Feldspathleisten sind besonders schön radial geordnet), am Cerro de S. Pedro u. a. O. Zwischenformen finden sich an der Foya. Tritt diese Leistenform der Feldspathe bei sehr feinkörnigen Elaeolithsyeniten auf (Cabo Frio, Serra dos Poços de Caldas), dann sind die Gesteine von trachytoiden Phonolithen nicht zu unterscheiden. — Auch in dem siebenbürgischen Elaeolith kommt diese trachytoide Structur wenngleich spärlich vor; Brögger erwähnte dieselbe von Brathagen, südlich Gjona, Südnorwegen. Elaeolith und Sodalith sind bei dieser Structur oft recht reichlich in kleinen Krystallen und Körnern zwischen die Feldspathleisten wie eingeklemmt.

Die normale hypidiomorphe körnige Structur geht in eine porphyrische dadurch über, dass zwei mehr oder weniger deutlich geschiedene Generationen der farblosen Gemengtheile Elaeolith, Sodalith, Feldspath erkennbar sind. Die ältere Generation besteht alsdann aus durchaus idiomorphen und meistens auch grösseren Einsprenglingen, die jüngere bildet ein mehr oder weniger hypidiomorphes und feinkörniges Aggregat, welches eine Grundmasse darstellt. In gewissen Fällen, z. B. im Valle da Garganta, Serra de Monchique, hat die Grundmasse trachytoiden Habitus, während die Feldspatheinsprenglinge mehr isometrisch entwickelt sind, in anderen Fällen (Picota, Serra de Monchique und Serra dos Poços de Caldas in Minas Geraes) ist auch die Grundmasse von granitischem Habitus. Solche Gesteine scheinen vorwiegend Gang- und Grenzfacies zu sein. Wenigstens tritt in der Serra dos Poços de Caldas dieser Elaeolithsyenitporphyr, wie man das Gestein am passendsten bezeichnen könnte, etwa 1 m von der Grenze auf, während in grösserer Entfernung die Structur durchaus normal granitisch, am unmittelbaren Contact dagegen bis ins kleinste Detail identisch mit derjenigen basisfreier Phonolithe ist. Es scheint, als ob die granitoide Grundmasse bei grösserem Elaeolith-, die trachytoide bei höherem Feldspathgehalt sich entwickelt. — Mir ist kein anderes Tiefengestein bekannt, welches in so vollkommener Weise in seinen

Gang- und Grenzfacies die Structuren der jüngeren Eruptivgesteine zur Erscheinung brächte. In der porphyrischen und phonolithischen Facies der Elaeolithsyenite tritt auch mit ziemlicher Regelmässigkeit ein bei den tertiären Phonolithen recht verbreitetes Structurphänomen auf, nemlich die Umrandung und Besetzung des Elaeoliths, Sodaliths und Cancrinits mit Aegirinnadeln und Nadelbüscheln. Auch von Seebach und van Werveke haben bei den sogenannten Phonolithen der Serra de Monchique bereits ihre Zugehörigkeit zum Elaeolithsyenit für möglich und wahrscheinlich erkannt. — Sehr schöne porphyrische und phonolithische Facies entwickelt auch der Cancrinit-Aegirin-Syenit Törnebohm's, von welchem dieser Gelehrte mir mitzutheilen die Freundlichkeit hatte, dass derselbe „nicht nur gangförmig auftritt, sondern er bildet auch einen 3 km langen und 1 km breiten Bergrücken, welcher sich etwa 200 m über die nächste Umgegend erhebt. Hier ist das Gestein aber nicht porphyrisch entwickelt, wie in den Gängen, sondern ziemlich gleichförmig körnig, kleinkörnig bis fast grobkörnig." — Am Cabo Frio bei Rio de Janeiro setzt im grobkörnigen Elaeolithsyenit ein Gang von feinkörnigem auf, dessen Gestein nach seinem makroskopischen und mikroskopischen Habitus ununterscheidbar von Phonolith ist und dennoch wird derselbe nach einer brieflichen Mittheilung von Herrn Orville A. Derby seinerseits von einem Aplitgang durchsetzt. Diese Thatsache macht es sehr wahrscheinlich, dass eine Anzahl von Phonolithgängen, welche in dem Gneiss der Provinz Rio de Janeiro in geringerer und grösserer Entfernung von den Elaeolithsyenitmassiven aufsetzen, geologisch zu diesen gehören, wie auch Orville A. Derby anzunehmen geneigt ist. Das muss zu weitgehenden Consequenzen für begleitende tephritische, limburgitische und leucitische Ganggesteine führen.

Das Vorkommen von parallelstruirten, gewissermassen schiefrigen Grenzfacies an Elaeolithsyeniten hat bereits Brögger betont. Diese Parallelstructur kann durch Strömungen in dem Magma während der Krystallisation bedingt sein, oder aber sie kann als ein Druckphänomen aufgefasst werden. Die Entscheidung, welche dieser Annahmen die richtige sei, wird von dem Nachweis des Vorhandenseins oder Fehlens fernerer mechanischer Deformationen abhängen. Nun sind mechanische Phänomene in den Elaeolithsyeniten, wie in anderen Tiefengesteinen überaus verbreitet. Künftigen Specialuntersuchungen nach dieser Richtung hin wird es vorbehalten sein zu untersuchen, wie weit dieselben an die Grenzen und an geolo-

gisch nachweisbare Spalten, welchen parallel Verschiebungen hätten statthaben können, gebunden sind. So weit ich aus den Fundorten der mir vorliegenden Handstücke schliessen kann, sind solche mechanische Deformationen, die Kataklasstructur nach dem Ausdrucke Kjerulf's, vorwiegend, wenn auch keineswegs ausschliesslich an die Gesteinsgrenzen gebunden. Am deutlichsten sind die Veränderungen an den Feldspathen und Elaeolithen. Dieselben zeigen bei beginnender mechanischer Beeinflussuug eine nicht ganz gleichförmige Auslöschung durch ihre ganze Masse, sondern theilen sich in kleinere und grössere Felder, deren optische Orientirung eine etwas verschiedene ist. Dann erkennt man kleine Klüfte und Risse, auffallend geradlinig durch mehrere Individuen hindurch sich fortsetzend, bei dem Übergang aus dem einen in das andere Mineral oder Individuum etwas gebrochen ablenkend, oder bloss durch Fluidaleinschlüsse angedeutet, die oft durch winzigste Kanälchen mit einander in Verbindung stehen. Bei fortschreitender Wirkung des Drucks sind die Klüfte deutlicher, an ihnen haben kleine Verwerfungen der Krystalltheile gegen einander stattgefunden, die Plagioklaslamellen erscheinen schwach gebogen, die Auslöschungen in grösseren Individuen oder Fragmenten sind undulös, um die Ränder der grösseren und kleineren Fragmente, deren Parallelismus nun weit stärker gestört erscheint, hat sich frische, analoge Mineralsubstanz, aber von abweichendem Habitus angesetzt. Die randlichen Partien der grösseren Feldspathindividuen und Elaeolithe sind zertrümmert, so dass sich die der porphyrischen ähnliche Mörtelstructur entwickelt. Endlich ist der Mörtel bisweilen sehr feinkörnig, gleichzeitig sind die Biotitindividuen in reihenartig hinter einander geordnete Blättchen, die Amphibole in Stäbchen und Blättchen verschoben und es bildet sich eine mehr oder weniger auffallende Ähnlichkeit mit gewissen Fluidalphänomenen der Ergussgesteine heraus. Der wesentliche Unterschied dieser mechanischen Druckstructur gegenüber der fluidalen liegt aber leicht erkenntlich darin, dass hier die scheinbare Grundmasse aus Fragmenten, dort die wirkliche aus Mikrolithen besteht. — Der höchste Grad der Kataklasstructur ist erreicht, wenn alle grösseren Individuen zu mehr oder weniger feinen Aggregaten zermalmt und alle Gemengtheile so in einander gequetscht sind, dass die ursprüngliche Reihenfolge der krystallinen Entwicklung nun nicht mehr erkennbar ist. — Die Gesteine von Ditró und der Serra de Monchique liefern die schönsten mir bekannten Beispiele für solche mechanische

Deformationen. Die niederen Grade derselben sind sehr verbreitet in ziemlich allen Vorkommnissen. — Es hat bisweilen den Anschein, als ob mit einer solchen mechanischen Metamorphose eine Neubildung von Biotit und Aegirin, oder ganz hellgrünem Pyroxen Hand in Hand ginge, insofern diese Mineralien nicht oder doch nicht so reichlich in den normalstruirten, als in den mechanisch veränderten Formen des gleichen Fundorts auftreten.

Contactmetamorphosen an und in den Elaeolithsyeniten.

Dass das Auftreten von Turmalin uud Fluorit als eine metamorphe Beeinflussung des Elaeolithsyenits aufzufassen sei, ähnlich wie bei Granit, ist wohl anzunehmen; ebenso dürfte analog den Klausener Dioriten das randliche Erscheinen des Spinells hierher zu rechnen sein. — Wo auf der Insel S. Vicente, Cabo verde, Gänge von basaltischen Laven den Elaeolithsyenit durchsetzen, ist in der unmittelbaren Berührung mit denselben der Biotit hier und da zu einer von Erzpartikeln durchsetzten glasigen Substanz geschmolzen. Sonst sind stoffliche Contactwirkungen in diesem Gestein kaum bekannt; die structurellen wurden im vorigen Abschnitt behandelt.

Ebenso dürftig sind die bisher vorliegenden Nachrichten über contactmetamorphe Wirkungen des Elaeolithsyenits in den von ihm durchbrochenen Gesteinen. — Goldschmidt macht von dem Vorkommen von Pouzac in dem südlichen Frankreich die Mittheilung, dass darauf wahrscheinlich die von Zirkel (Z. D. G. G. 1867. XIX. 206) dem Ophit, zu welchem dieser Forscher übrigens auch den Elaeolithsyenit gerechnet hatte, zugeschriebene Metamorphose des Jurakalkes zurückzuführen sei. Dieser Jurakalk ist unmittelbar am Elaeolithsyenit zu einem ganz weissen grobkörnigen Marmor ohne Silikate umgewandelt. In einiger Entfernung stellen sich bandartige Einlagerungen eines thonigen Eisenockers und Krystalle von Dipyr, Aktinolith, hellgrünem Glimmer, Rutil und Pyrit ein. Der Pyrit hat die Form π (102) (111), der Rutil bildet unregelmässige Körner, der hellgrüne Glimmer ist stets mit dem Strahlstein verwachsen, überkleidet ihn und dringt in denselben ein. Seine Menge wächst mit zunehmender Zersetzung des Aktinolith, als dessen Verwitterungsproduct er zu betrachten ist. Der Dipyr bildet prismatische, mit Calcit durchwachsene Krystalle, die sich polar in parallele Bündel und feinste Nädelchen auflösen.

Von dem Elaeolithsyenitgang des nordwestlichen New Jersey geht eine bedeutende Umwandlung der Hudson River Shales aus,

die in der Nähe des Eruptivgesteins die makroskopischen Charaktere eines schwarzen Hornfels angenommen haben. Kalksteinlager in demselben sind zu einem körnigen Aggregat von Calcit und Magnetit mit eingestreuten Biotitblättchen metamorphosirt. Der Elaeolithsyenit ist an der Grenze oft ziemlich reich an Fragmenten von umgewandeltem, pyritreichem Kalkstein und vollkommen mit biotithaltigen Calcittheilchen imprägnirt, welche Emerson nicht als Zersetzungsproducte auffasst, sondern von dem Nebengestein ableitet. — Auch eine Umwandlung der Schiefer zu Thonsteinporphyrähnlichen Massen beschreibt Emerson, in deren fast nur aus Muscovitschüppchen bestehenden Grundmasse Karlsbader Zwillinge von Orthoklas in scharfer Krystallform, kleine Rhomben von Calcit und Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit, sowie einzeln ein Chloritkrystall einsprenglingsartig liegen. Der Orthoklas ist weiss im auffallenden Lichte, im durchfallenden Lichte aber durchweg tief rothbraun durch gleichmässig vertheilte staubartige fremde Partikel. Weitere Beobachtungen, die Emerson mittheilt, lassen auf das Vorhandensein von fruchtschieferartigen Contactfacies schliessen.

Nach einer kurzen Mittheilung v. Seebach's (L. J. 1879. 270) bleiben die Culmschiefer und Sandsteine des Monchique-Gebirges bis an den Elaeolithsyenit heran oft durchaus unverändert; doch giebt er von dem Badeort Monchique Hornfelse an, die durchaus den Harzern ähneln und bringt ihre Entstehung in Beziehung zu den Thermen. van Werveke constatirte bereits, dass diese Gesteine normale, muscovitreiche und biotitarme Andalusithornfelse sind. Unter den zahlreichen Handstücken des „Foyait" der Serra de Monchique, die ich zu studiren Gelegenheit hatte, fanden sich zwei mit den Fundorten Foya und Caldas de Monchique, deren Structur durchaus hornfelsartig ist und welche offenbar in die Kategorie der Diabashornfelse gehören. Der letztgenannte enthält deutliche Diabasreste. Die Zusammensetzung dieser Gesteine hat grosse Ähnlichkeit mit den von Brögger beschriebenen Augitporphyrithornfelsen der Contactzone des südnorwegischen Augitsyenits (S. 74).

I. d. Familie der Dioritgesteine.

Literatur.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report on the Canadian geological Survey for 1882.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille. 1882.

Fr. Becke, Gesteine der Halbinsel Chalcidice. T. M. P. M. 1878. I. 242.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington. 1882.

H. Behrens, Vorläufige Notiz über die mineralogische Zusammensetzung und Structur der Grünsteine. L. J. 1871. 460—468.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geologische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. I. Strassburg. 1879.

Em. Bořicky, Der Glimmerpikrophyr, ein neues Gestein und die Libsicer Felswand. T. M. P. M. 1878. I. 493.

— Über den dioritischen Quarzsyenit von Dolanky. T. M. P. M. 1879. II. 78—85.

E. Cohen, Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bay im südöstlichen Afrika. L. Friedrichsen's II. Jahresb. der geograph. Ges. in Hamburg. 1875.

— Über die sogenannten Hypersthenite von Palma. L. J. 1876. 747—752.

— Über einige Gesteine von den Canalinseln. L. J. 1882. I. 179.

Ch. W. Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.

H. von Foullon, Der Augitdiorit des Scoglio Pomo in Dalmatien. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanstalt. 1883. No. 17—18. 83—86.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors. 1880.

G. W. Hawes, Mineralogy and Lithology of New Hampshire. Concord. 1878.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

R. Helmhacker, Über einige Quarzporphyre und Diorite aus dem Silur von Böhmen. T. M. P. M. 1877. 179—205.

E. W. Howitt, The diorites and granites of Swift's Creek and their contact-zone with the auriferous deposits. Melbourne. 1879.

— The rocks of Noyang. Transact. Roy. Soc. Victoria. 1883.

E. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. LXXXII. 1880.

A. Inostranzeff, Studien über metamorphe Gesteine im Gouv. Olonez. Leipzig. 1879.
C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens u. d. Herzegowina. Wien. 1880.
— Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.
J. H. Kloos, Studien im Granitgebiet des südl. Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1—66.
Bundjiro Koto, On some Japanese rocks. Q. J. g. S. XL. No. 159. 431—457.
Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat. 1876.
H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Göttingen. 1879.
A. von Lasaulx, Über sogenannte Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiss-Granitplateau des Departements Puy-de-Dôme. L. J. 1874. 230—261.
— Petrographische Skizzen aus Irland. T. M. P. M. 1878. I. 409—444.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen Gesteine. Breslau. 1874.
H. Möhl, Der granatführende Quarzdiorit von Wolfach im Odenwalde. L. J. 1875. 707—710.
Lad. Nagy, Daten über den Diorit von Dobschau. F. K. 1880. 403—405.
Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Banater Eruptivgesteine. T. M. M. 1873. IV. 255—261.
— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. 1879. LXXIX. März.
Petiton: Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. V. 1882. No. 5. 131.
A. Philippson, Mikroskopische Untersuchung einer Reihe norwegischer Gesteine aus der Umgegend von Tromsoe und von den Lofoten. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. 6. VIII. 83.
Th. Posewitz, Neue Eruptivgesteine aus dem Banater Gebirgsstock. I. Tonalite. Földtani Közlöny 2. April 1879. Budapest.
— Neue Eruptivgesteine aus dem Banater Gebirgsstock. II. Diorite. Földtani Közlöny 7. Mai 1879. Budapest.
— Petrographische Bemerkungen über die Grünsteine in Dobschau. Földtani Közlöny 3. April 1878.
G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mittheil. aus dem Jahrb. d. kön. ungar. geol. Anst. 1884. VI. Heft 9.
G. vom Rath, Über die massigen Gesteine von Kremnitz und Schemnitz. Sitzungsber. niederrhein. Ges. 18. II. 1878.
— Mittheilungen aus Sardinien. Sitzungsber. niederrh. Ges. Bonn. 1885. 8. Juni.
H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. Els. 1877.
S. Roth, Eine eigenthümliche Varietät des Dobschauer Grünsteins. Verhandl. K. K. geol. R. 1879. 223—226.
E. E. Schmid, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena. 1876.
Ad. Schmidt, Quarzdiorit von Yosemite. L. J. 1878. 716—719.
Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über die Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig. 1871.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie der argentinischen Republik. I. Cassel und Berlin. 1885.
H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1880. X. 230—243.

H. Stern, Über die eruptiven Gesteine des Gebiets zwischen O-Sopot und Dolnya-Lyubkova im Krassó-Szörenyer Comitate. Mittheil. aus dem Jahrb. der kön. ungar. geol. Anstalt. VI. Heft 7. 1883.

Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika. L. J. 1877. 117—138 u. 225—235.

F. Teller und C. von John, Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtyrol. Jahrb. k. k. geol. R. 1882. XXXII. 589—684.

Gust. Tschermak, Felsarten aus dem Kaukasus. T. M. M. 1875. III. 131—135.

Ch. Vélain, Note géologique sur la Haute-Guyane. Bull. soc. géol. Fr. 1881 (3). IX. 396.

— Notes géologiques sur la Sibérie orientale d'après les observations de M. Martin faites dans son voyage d'exploration du Lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. soc. géol. Fr. 1886 (3). XIV. 132—166.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving von Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwesen in Ned. O. Indie. 1881.

— Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1884.

H. Vogelsang, Über den Kugeldiorit von Corsica. Sitzber. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. zu Bonn. 6. August 1863.

Vrba, K., Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. 1874. LXIX. Februar.

— Die Grünsteine des Przibramer Erzreviers. T. M. M. 1877. 236—240.

A. Wichmann, Gesteine von Timor. Leiden. 1882.

— Ein Beitrag zur Kenntniss des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Dioritgesteine.

Als Diorite sind hier die hypidiomorph körnigen Tiefengesteine zusammengefasst, welche mineralogisch durch die Combination eines Kalknatronfeldspaths mit Biotit oder Hornblende charakterisirt sind. Neben dem Kalknatronfeldspath pflegt ein Alkalifeldspath (wohl nahezu ausschliesslich Orthoklas, ganz ausnahmsweise Mikroklin, bisher nicht nachgewiesen Albit) in allerdings sehr wechselnden und oft nur in verschwindenden Mengen vorhanden zu sein. In gewissen Abarten wird der Biotit oder der Amphibol in höherem oder geringerem Grade durch einen Pyroxen ersetzt. Es giebt quarzhaltige und quarzfreie Glieder in der Familie der Diorite; die ersteren entsprechen den Graniten, die letzteren den Syeniten der Alkalifeldspathgesteine. Wohl ziemlich ausnahmslos führen die Diorite kleine Mengen von Eisenerzen (Magnetit, Ilmenit), Apatit und Zirkon. Von accessorischen Gemengtheilen hat nur der Titanit und Pyrit eine allgemeinere Verbreitung.

Der Kalknatronfeldspath dieser Gesteine entspricht über-

aus verschiedenen Mischungsverhältnissen von Albit und Anorthit. Man kennt durch die Analyse den Oligoklas, Andesin, Labradorit und Anorthit, doch sind Gesteine mit basischen Plagioklasen verhältnissmässig selten; es herrschen augenscheinlich der Oligoklas und Andesin. Ob und in welcher Verbreitung mehrere Kalknatronfeldspäthe selbständig in den Dioriten neben einander auftreten, ist nur unvollständig bekannt; dass parallele Verwachsungen derselben vorkommen, ist aus gewissen Phänomenen der zonar struirten oder schalenförmig gebauten Individuen wahrscheinlich; — dass an verschiedenen Punkten eines und desselben Dioritmassivs und in verschiedenen Massen einer und derselben Eruptionsreihe verschiedene Plagioklase zur Entwicklung gelangt sind, ist in einzelnen Fällen nachgewiesen worden. Alle Kalknatronfeldspäthe sind gemeinschaftlich kenntlich an ihrem Zwillingsbau; es herrscht allgemein das Albitgesetz, mit demselben ist recht oft gleichzeitig das Periklingesetz ausgebildet. Sehr grosse Verbreitung hat das Karlsbader Gesetz neben dem Albitgesetz, vereinzelt findet sich das Bavenoer Gesetz. Über die durch solche Zwillingsbildungen bedingten Erscheinungen im polarisirten Lichte und die Mittel ihrer Erkennung und Unterscheidung, sowie über die Methode der Bestimmung der einzelnen Mischungsverhältnisse wolle man die betreffenden Abschnitte im I. Bande dieses Buches nachsehen. Es ist hervorzuheben, dass die Combination des Albit- und Periklingesetzes sich oft so vollzieht, dass die durch letzteres bedingten, zwischen gekreuzten Nicols auftretenden, verschiedenfarbigen Streifen nur innerhalb je eines Individuums der Albitzwillinge erscheinen und nicht über die Grenzen derselben hinaus fortsetzen. Es stossen mit andern Worten die Grenzen der Lamellen nach dem Periklingesetz in zwei sich berührenden Lamellen nach dem Albitgesetz nicht aneinander, sondern erscheinen gegen einander verschoben.

Die Form der Kalknatronfeldspäthe ist eine ziemlich verschiedene; bei normaler Entwicklung des Gesteins ist es die breit leistenförmige und dick tafelförmige. Mit abnehmendem Gesteinskorn und besonders in den gangförmigen Vorkommnissen werden die Individuen mehr und mehr dünntafelförmig und demnach in Schnitten schmal leistenförmig. Umgekehrt findet sich die Form isometrischer Individuen besonders gern da, wo der Feldspath in den eisenhaltigen Gemengtheilen eingewachsen ist und also älter erscheint als diese. — Neben der oft überaus feinen Zwillingslamellirung zeigen die Plagioklase der Diorite in weiter Verbreitung eine von der Zwil-

lingslamellirung durchaus unabhängige Zonenstructur im Durchschnitt, welche also auf einen schaligen Bau der Krystalle hindeutet. Dabei ist sehr oft die optische Orientirung eine andere in den peripherischen Schalen als in dem Kerne, ja sie ändert sich in vielen Fällen stetig von innen nach aussen und dann, wie es scheint, stets so, dass man eine nach innen zunehmende Basicität der Schalen annehmen darf. Es entspräche somit der Schalenbau einer isomorphen Schichtung. Die oft äusserst zarten, durch den Schalenbau bedingten Anwachsstreifen werden in vielen Gesteinen noch durch ihnen parallel geordnete Interpositionen deutlicher hervorgehoben. Diese sind höchst verschiedenartig; neben mikrolithischen Individuen der älteren Gemengtheile des Gesteins (Apatit, Erze, Biotit, Amphibol, Pyroxen, Titanit) kommen sehr kleine rothdurchsichtige Eisenglanztäfelchen, unbestimmbare prismatische und rundliche opake Mikrolithe von überaus winzigen Dimensionen vor, durch deren massenhafte Einlagerung der Feldspath grau oder bräunlich im durchfallenden Lichte wird. Das ist besonders bei basischen Plagioklasen der Fall, wie sie für die Gabbros charakteristisch sind. Ausserdem treten Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse in den Plagioklasen so oft auf, dass es keiner einzelnen Beispiele dafür bedarf; hingegen sind Glaseinschlüsse im Ganzen selten, so lange die Structur die normale, hypidiomorphe bleibt (manche Banatite, Stelzner's Andendiorite); sie werden häufiger, sobald eine Annäherung an porphyrische Structur Platz greift. Die Form der nicht individualisirten Interpositionen ist bald eine rundliche oder elliptische, bald eine nahezu rectanguläre, entsprechend der Krystallform des Wirthes. Die Anordnung derselben, sowie auch diejenige der Mikrolithe ist zumeist eine centrale, oft auch eine zonare, selten eine peripherische. Sehr oft fehlen den Feldspathen alle primären Einlagerungen.

Der Erhaltungszustand der Plagioklase in den Dioriten ist ein sehr verschiedener. Wenn frisch, sind sie wasserhell, etwa vom Habitus des Albits von Schmirn, aber nicht glasig, wie in den Ergussgesteinen. Doch nähern sich manche Dioritplagioklase dem Mikrotinhabitus in merklicher Weise, so z. B. diejenigen einzelner Banatite. Die normale Verwitterung führt zu einer mehr oder weniger vollständigen Trübung, derzufolge die Durchschnitte matt und erdig, wie gequollen bei schwachen Vergrösserungen aussehen. Bei hinreichender Vergrösserung erkennt man, dass sie zu einem sehr feinschuppigen bis gekörnelten Aggregat von weisser, auch

wohl gelblicher oder grünlich grauer Farbe geworden sind, welches seiner Substanz nach nicht näher bestimmt werden kann. Nach Analogie der Alkalifeldspäthe darf man diese Substanz, welcher, oft leichter chemisch als optisch erkennbar, Calcit in winzigen Schüppchen und Körnchen beigemengt ist, wohl für Kaolin halten. In dieser trüben Substanz liegen oft grössere Blättchen, welche die Eigenschaften des Muscovit besitzen und in gewissen Fällen scheint der Muscovit ganz an die Stelle des Kaolin zu treten. Gleichzeitig wandern wohl chloritische Zersetzungsproducte aus den Bisilikaten und dem Glimmer in den Feldspath ein und färben diesen grünlich. Daneben oder auch allein siedeln sich die stark lichtbrechenden und lebhaft polarisirenden hellgelblichgrünen bis fast farblosen Epidotkörnchen und Stengelchen an, so dass vom Plagioklas nichts übrig bleibt als die Form. Dieser Vorgang, in Verbindung mit der Zersetzung der eisenhaltigen Gemengtheile zu Chlorit, Epidot, Serpentin und Carbonaten, nebst Limonit und Quarz giebt den Dioriten einen eigenthümlichen Habitus, den Grünstein- oder propylitischen Habitus, welchen auch zahlreiche andere Gesteine, wie die Diabase und die palaeo- und neoporphyrischen Aequivalente dieser beiden Gruppen anzunehmen vermögen. Das ursprüngliche Gestein ist dann nur noch aus der nicht ganz zu verwischenden Structur mit einiger Sicherheit zu bestimmen. Es ist hervorzuheben, dass dieser Umwandlungsvorgang überaus gern im Centrum der Krystalle beginnt und nach aussen fortschreitet, wohl die Folge des hier lockereren Gefüges derselben, welches durch die centrale Anhäufung der Interpositionen bedingt ist. Auch die zuerst von Vrba an grönländischen Dioriten beobachtete Erscheinung, dass die Verwitterung der Feldspäthe auf einige Lamellen derselben begrenzt bleibt, so dass gut durchsichtige und frische Streifen mit trüben wechseln, ist keine gerade seltene. — Eine nahezu vollständige Ersetzung des Plagioklas durch Epidot in Körner- und Stengelaggregaten, denen oft sehr zierliche und wohl begrenzte Individuen desselben Minerals beigemengt sind, kommt gleichfalls vor (St. Blaise-la-Roche im Breuschthale, Unterelsass, Val d'Ajol, Vogesen u. a. O.). Cohen erwähnt sie von den Dioriten, welche auf der Insel Palma die Basis der Lavamassen bilden. — Eine abnorme Art der Zersetzung der Plagioklase beschreibt Cohen aus einem Diorit von Watervalrivier in den Goldfeldern Süd-Afrika's. Die Durchschnitte bestehen z. Th. aus einer feinfasrigen, stark doppelbrechenden Substanz von möglicherweise zeolithischer Natur (Thomsonit?) und einem zackig be-

grenzten, netzartigen Geäder, dessen Material scheinbar structurlos und isotrop ist, aber bei grünlicher Farbe einen schwachen Pleochroismus wahrnehmen lässt. Das ist offenbar dichter Pennin und es liegt ein Analogon zu der Pseudophitbildung aus Plagioklasen der körnigen Kalke vor. Eine verwandte Art der Umbildung ist bei den Plagioklasen der Leukophyr genannten Abtheilung der Diabase ziemlich verbreitet. — Die bei den Gabbro des Näheren zu besprechende Umwandlung in Saussürit ist bei den Dioritplagioklasen sehr selten; sie scheint einen gewissen Kalkgehalt des Minerals zur Voraussetzung zu haben. — Als Nebenproducte bei jeder Zersetzung der Kalknatronfeldspäthe hat Calcit eine allgemeine Verbreitung.

Mechanische Deformationen sind verbreitet. Dahin gehört die Verbiegung und Krümmung der Zwillingslamellen, die mikroskopischen Verwerfungen derselben gegen einander an Sprüngen und Knicken im Krystall; die randliche Zertrümmerung derselben, welche bis zu einer vollständigen Auflösung in ein körniges Feldspathaggregat fortschreiten kann.

Orthoklas tritt in manchen den Graniten nahestehenden Dioriten selbständig in denselben Formen auf, wie im Granit selbst. In typischen Dioriten ordnet er sich mit Vorliebe randlich um die Plagioklasleisten oder er findet sich in allotriomorphen Massen zwischen Plagioklasindividuen eingekeilt. In den quarzhaltigen Gliedern der Diorite (z. B. Klausen, Hohwald) bildet er mit dem Quarz gelegentlich gesetzmässige Gemenge, die sogenannten granophyrischen Verwachsungen; vergl. Bd. I. S. 60. Durch Zunahme des Orthoklas gehen die Quarzdiorite in Granitite und Amphibolgranite, die Diorite in Syenite über. Es hat der Orthoklas alle Eigenschaften, die er in den Graniten zeigt. Die selbständigen Individuen dieses Gemengtheils sind gewöhnlich recht trübe; überraschend frisch sind oft die Orthoklasmäntel um Plagioklase und die granophyrischen Gemenge mit Quarz.

Der Glimmer der Diorite ist ausschliesslich ein im frischen Zustande tiefbraun bis braunroth durchsichtiger Biotit im weiteren Sinne. Er bildet in normalen Gesteinen dünne hexagonale Tafeln von meistens sehr scharfer Krystallbegrenzung. In andern Fällen erscheint er in rundlichen oder lappigen Blättchen, die sich dann gern gruppenweise aggregiren oder innig mit begleitenden Amphibolen verwachsen sind. In Querschnitten beobachtet man oft Verbiegungen und Knickungen, auch wohl Verschiebungen der Blätt-

UNIVERSITY CALIFORNIA

chen eines Individuums gegen einander. Regelmässig wiederkehrende, also charakteristische Interpositionen giebt es nicht; doch sind Apatitnadeln, Eisenerze und Zirkon ziemlich verbreitet, als Einschlüsse im Glimmer. Um solche Einschlüsse findet man auch hier gelegentlich die bei den Granitglimmern besprochenen pleochroitischen Höfe. In seltenen Fällen enthält der Glimmer auch Rutileinschlüsse in der Form von rundlichen Körnern, kurzen Säulchen, knieförmigen Zwillingen und langen Nadeln. Solcher Rutil ist wohl z. Th. aus den Eisenerzeinschlüssen des Glimmers entstanden, an welchen er ansitzt oder die er verdrängt hat, wie in einem Quarzglimmerdiorit von der Quinta de S. João an der Strasse von Elvas nach S. Vicente in Portugal, z. Th. verdankt er einem Titangehalt des Glimmers selbst seine Entstehung und tritt dann nur im zersetzten Biotit auf. Hierhin dürfte auch der von Cross in grünem Biotit eines Quarzdiorits von St. Brieuc in der Bretagne beobachtete Rutil gehören, wie die an frischem Biotit wohl kaum bei Dioriten vorkommende Farbe andeutet. In den seltensten Fällen wird Rutil sich als primäre Interposition auffassen lassen. Vielleicht haben winzige Titanitkörnchen im Glimmer analoge Entstehung; den Übergang der Rutilinterpositionen in solche beobachtete bereits Cross in bretonischen Dioriten.

Die normale Umwandlung der Glimmer beginnt mit einem Übergang der braunen Farbe in die grüne, welcher sich oft in alternirenden Lamellen verschieden rasch vollzieht, so dass in einem gewissen Stadium ein Glimmerkrystall aus wechselnden braunen und grünen Lamellen aufgebaut erscheint. Die Stärke der Doppelbrechung nimmt mit dieser Farbenänderung merklich ab, ebenso der Pleochroismus. Des Weiteren blättert sich der Glimmer randlich auf, wird schuppig, verliert seine Doppelbrechung nahezu ganz, so dass zwischen gekreuzten Nicols die niedrig blauen Tinten, welche für Chlorite charakteristisch sind, erscheinen, und gewinnt den schönen Pleochroismus des Chlorits. Ausnahmslos bleibt die Spaltfläche des Mutterminerals auch diejenige des neugebildeten Chlorits. — Von dem Chloritstadium aus schreitet die Umbildung zu Carbonaten und Limonit fort, genau wie bei den Graniten. — Die Umwandlung zu Epidot, welche ebenfalls sehr verbreitet ist, wird wohl nur verständlich durch Einwirkung der aus den kalkhaltigen Mineralien des Gesteins resultirenden Lösungen. Dieser Vorgang beginnt auf den Blätterdurchgängen des Biotits, so dass im Anfange der neugebildete Epidot linsenförmige Aggregate zwischen den auseinan-

dergetriebenen Blättchen des Glimmers bildet. Wenn sich nicht viele kleine, sondern wenige grössere Epidotindividuen bilden, so pflegen sich diese mit ihrer Orthodiagonale ziemlich streng senkrecht zur aufrechten Axe des Biotits zu ordnen. Bei vollständiger Ersetzung des Glimmers durch Chlorit oder Epidot wandern die Neubildungen scheinbar in die übrigen Gemengtheile aus; richtiger ist die Sache wohl so darzustellen, dass an den verschiedensten Punkten die aus mehreren Mineralien stammenden Lösungen zusammentreffen und dann allenthalben die gleichen Neubildungen entstehen lassen.

Der Amphibol, welcher in den Dioriten als der normale und verbreitetste zu betrachten ist, dürfte der grün durchsichtigen gemeinen Hornblende zuzurechnen sein. Diese Hornblende ist sehr oft vollkommen idiomorph gegen alle Feldspathe, allotriomorph gegen die Pyroxene, Titanite, Erze und Apatite, bald idiomorph, bald allotriomorph gegen den Biotit. Ihre Form ist entweder diejenige kurzer gedrungener Prismen mit den Flächen (110) (010), spärlicher (100), deren terminale Endigung nur selten mit Sicherheit zu erkennen ist, oder sie bildet dünne und schlank säulenförmige Individuen. Die erstere Form scheint besonders den grobkörnigen, die zweite den feinkörnigen bis dichten Gesteinen zu eignen, welche Gümbel (Ostbayerisches Grenzgebirge pg. 349) nicht unpassend Nadeldiorite genannt hat. Fehlt die äussere Krystallbegrenzung, dann bildet die Hornblende gern annähernd isometrische Körner, welchen rundlich begrenzte oder auch breittafelförmige Plagioklase eingewachsen zu sein pflegen. Endlich enthalten manche Diorite die Hornblende in kleinen Blättchen und Körnern, die sich dann oft haufenweise zusammendrängen. — Zwillingsbildung nach (100) ist überaus verbreitet und unabhängig von der äusseren Erscheinungsform. — Die Spaltung nach (110) ist sehr deutlich und liefert das beste diagnostische Moment für dieses Mineral; neben dieser Spaltung beobachtete Liebisch an der Hornblende eines erratischen Blockes von Sacrau in Schlesien eine Spaltung nach $\infty P\bar{\infty}$ (010), wie sie auch am Arfvedsonit der Augitsyenite des Langesundfjord gelegentlich zur Erscheinung kommen. Cross constatirte an der Hornblende eines Quarzdiorits von St. Brieuc in der Bretagne neben der prismatischen Spaltung eine Theilbarkeit nach $P\bar{\infty}$ (10$\bar{1}$). Eine unregelmässige Quergliederung ist bei langprismatischer Ausbildung der Hornblende sehr allgemein entwickelt. — Die grüne Farbe der Hornblende geht oft ins blaugrüne und bräunlichgrüne über; ihr

Pleochroismus wechselt von dunkelgrün und braungrün oder blaugrün zu hellgrün und hellgelbgrün bis gelb.

In manchen Dioriten findet man neben grüner auch braun durchsichtige Hornblende, die allerdings wohl nur selten das satte Braun der basaltischen Hornblende erreicht; so in vielen Vogesen- und Odenwälder Dioriten, in Dioritgeschieben des norddeutschen Glacial, in solchen von Südgrönland, in denen von Zdabor im Przibramer Erzrevier u. s. w. Nur braune Hornblende enthält ein Quarzdiorit von Kelberg bei Passau, nach Cohen die früher für Hypersthenit gehaltenen Diorite der Insel Palma, und nach Stelzner der Quarzaugitdiorit der Guardia nueva im Juncalthale, Anden. Der Pleochroismus dieser braunen Hornblende ist sehr kräftig und liefert Töne zwischen einem tiefen Schwarzbraun und hellem Gelb.

Verhältnissmässig selten ist die Hornblende sehr hellgrün und fast ohne Pleochroismus; sie nimmt dann den Strahlsteincharakter an und bildet nicht einheitliche Krystalle, sondern stenglige Aggregate. Barrois, der solche Hornblende aus einem Stock im Cambrium Asturiens bei Pola de Allande beschreibt, nennt sie geradezu Tremolit. — Die Auslöschungsschiefe der Amphibole ist am kleinsten in den braunen, am grössten in den hellgrünen Varietäten und überschreitet hier auf der Prismenfläche (in Spaltstückchen) nicht selten den Werth von 16°. — Ein auf Schalenbau deutender zonarer Farbenwechsel ist nicht gerade häufig, aber immerhin hinreichend verbreitet, um nicht einzelne Beispiele aufführen zu müssen. Die Farbenunterschiede in den einzelnen Schalen pflegen gering zu sein, meistens verschiedene Nüancen zwischen Braungrün, reinem Grün und Blaugrün. — Ein unregelmässig fleckiger Wechsel der Farbe ist bei Diorithornblenden überaus oft zu beobachten.

Abgesehen von den die Hornblende begleitenden älteren Gemengtheilen, zumal Erzen, Apatit und Biotit, seltener Plagioklas, pflegen Interpositionen selten zu sein. Am verbreitetsten sind opake bis bräunlich-durchscheinende, kurz-nadelförmige oder rundliche Mikrolithe unbekannter Natur; diese ordnen sich gern auf den Spaltflächen parallel der Prismenaxe, während ein anderes System einer zweiten, gegen diese geneigten Richtung folgt, welche vielleicht der klinodiagonalen Axe entspricht. Zumal in den grossblättrigen Hornblenden sind diese Mikrolithe verbreitet. Wo sie auftreten, bleicht sich die Farbe des Wirths oft recht auffallend und legt die Vermuthung nahe, dass die Interpositionen secundär und aus der Hornblende entstanden seien. — So gewinnt man auch

bei den auf den Blätterdurchgängen der Hornblende liegenden Biotitblättchen oft den Eindruck, sie haben sich aus der Substanz des Wirthes gebildet. — Cross giebt auch aus einem bretonischen Quarzdiorit Rutil als Interpositionen an; kleine Nädelchen von sehr starker Doppelbrechung, die man gern für Rutil halten möchte, aber wegen der tiefen Färbung des Wirthes nicht mit Sicherheit erkennen kann, sind im Diorit der Provinz Alemtejo in Portugal recht verbreitet. — Glaseinschlüsse in der Hornblende der Diorite sind sehr selten; sie werden von Vrbá aus südgrönländischen, von Lagorio aus Dioriten der Insel Hochland angegeben.

Die Umwandlung der Hornblende hat eine grosse Ähnlichkeit mit derjenigen des Biotits. Auch hier scheint unter dem Einfluss der Atmosphärilien zunächst eine Bleichung der Farbe stattzufinden; dabei bilden sich oft Erzkörnchen auf den Spaltflächen der Hornblende und ihren Querrissen. Von diesen beiden Risssystemen, sowie von den Rändern her, wachsen schuppige oder fasrige grüne bis gelbgrüne Chloritaggregate in die Hornblendesubstanz hinein. Wo diese Aggregate aus parallel geordneten Individuen bestehen, ist der Pleochroismus (gelblich und grün) deutlich zu erkennen; bei verworren schuppiger Anordnung scheint diese chloritische Substanz wegen ihrer geringen Doppelbrechung fast isotrop zu sein, und lässt keinen Pleochroismus beobachten. Auch eine rosettenförmige oder spiral-schuppige Anordnung ist nicht selten; man erhält alsdann zwischen gekreuzten Nicols sehr zierliche Interferenzkreuze, deren dunkle Arme anscheinend genau parallel den Nicolhauptschnitten liegen. — Dass statt des Chlorits oder neben dem Chlorit auch Serpentin secundär aus Amphibol entstehe, lässt sich aus der bisweilen ziemlich lebhaften Doppelbrechung der dann deutlich fasrigen, grünen Neubildungen erschliessen.

Statt der Umbildung zu chloritischen Massen oder neben dieser findet sich auch bei der Hornblende in weiter Verbreitung die Epidotisirung. — Wo der Epidot sich nur untergeordnet neben Chlorit aus der Hornblende entwickelte, da bildet er gern kleine, roh divergentstrahlige Aggregate von oft sehr winzigen Dimensionen, die einzeln oder in Gruppen im Chlorit liegen. Die Unterscheidung dieser Epidotgebilde von Titanit kann sehr schwierig werden. Im Allgemeinen sind jedoch diese äusserst mikroskopischen Titaniteinlagerungen im Chlorit sehr dünn tafelförmig, wohl nach oP (001). Dann erhält man unschwer einen Axenaustritt, dessen ungewöhnlich starke Dispersion zur richtigen Deutung hilft. —

In anderen Fällen scheint auch Anatas sich unter diesen stark licht- und stark doppelbrechenden mikroskopischen Gebilden im Chlorit zu verstecken. Ein sicherer Nachweis gelang jedoch bisher nicht. Es scheint, dass in der Hornblende ein Titangehalt ungemein verbreitet ist.

Der Pyroxen, welcher in den Dioriten vorkommt, gehört nach Farbe und Structur entweder zum Malakolith oder zum Diallag; er bildet hellgrüne bis fast farblose oder hellroth violette Individuen, welche im Ganzen seltener selbständig im Gestein auftreten, als sie mit Amphibol verwachsen erscheinen. Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet, solche nach (001) seltener (Schemnitz). Der Amphibol umsäumt den Pyroxen mit einer meistens dünnen Hülle in paralleler Verwachsung oder umgiebt ihn mit einem breitern Rande regellos verwachsener Stengel und Blättchen. Der Malakolith ist überdiess oft mit Biotit- und Hornblendefetzen wie durchspickt, auch da wo er in selbständigen, meistens unvollkommen idiomorphen Individuen auftritt. Sehr häufig ist der Malakolith oder Diallag zu Strahlstein oder Uralit (fasrige Hornblende) paramorphosirt. Da nun in solchen Fällen auch eine Epidot- oder Calcitausscheidung statthat, so nehmen dann die Gesteine jenen Habitus an, welcher für die Epidiorit genannten Formen der Diabasreihe charakteristisch ist. — Neben dem Malakolith oder Diallag enthalten gewisse Diorite auch einen rhombischen Pyroxen, der je nach seinem stärkeren oder schwächeren Pleochroismus bald dem Hypersthen, bald dem Bronzit zugewiesen werden dürfte. Ja es giebt in der Reihe der Glimmerdiorite Vorkommnisse, die neben dem Biotit reichlich Hypersthen oder Bronzit ohne jede Spur eines monoklinen Pyroxens enthalten. Immer kennzeichnen sich die Hypersthene oder Bronzite durch einen vollkommeneren Idiomorphismus gegenüber den grünen Augiten; sie bilden kräftig säulenförmige Individuen mit etwas gerundeten Kanten und Ecken, und stehen also in der Mitte zwischen den späthigen Hypersthenen der Gabbrogesteine und den sehr kleinen aber scharf begrenzten, oft recht schlanken Individuen der älteren und jüngeren Ergussgesteine. Durchwachsungen mit Biotitfetzen, selten mit Amphibolblättchen, trifft man auch in den rhombischen Pyroxenen nicht selten; auch Glaseinschlüsse scheinen gelegentlich vorzukommen. — In nicht mehr frischem Zustande sind die rhombischen Pyroxene schwer zu erkennen. Sie sind alsdann von den so häufigen Querklüften aus in parallelfasrige Aggregate umgewandelt, welche wohl dem Bastit

angehören dürften, und deren Unterscheidung von chloritischen Umwandlungsproducten der Augite recht schwierig werden kann. — In geeigneten Schnitten oder an isolirten Blättchen orientirt das Axenbild.

Der in gewissen Dioriten zu den wesentlichen Gemengtheilen zu rechnende, in anderen nur accessorische Quarz hat durchaus die Eigenschaften des Granitquarzes. Er erweist sich hier noch in mehr auffallender Weise als die letzte Mineralbildung im Gestein, da die Plagioklase mit weit schärferer Krystallbegrenzung gegen den Quarz stossen als die Alkalifeldspathe der Granite. Dabei sind die im Durchschnitt anscheinend isolirten Quarzkörner bisweilen auf ziemliche Entfernung hin optisch parallel orientirt, also Theile eines und desselben Individuums im Gestein. Diese Erscheinung kann bei flüchtiger Betrachtung an die Granophyrstructur der Porphyrgesteine erinnern. Eine solche kommt bei gewissen, verhältnissmässig sauren Dioriten (sehr schön bei Klausen) thatsächlich vor, aber immer nur zwischen ungestreiftem Feldspath und Quarz, nie mit gestreiftem. In mechanisch deformirten Dioriten sind die ursprünglich einheitlichen Quarzindividuen genau so verändert, wie bei den Graniten beschrieben wurde. — Zu erwähnen ist endlich, dass in denjenigen Dioriten, deren Plagioklase Glaseinschlüsse führen, auch die Quarze solche enthalten. — Die in den Granitquarzen verbreiteten, sehr feinen und deswegen meist opaken, haarförmigen Mikrolithe sind auch hier sehr häufig zu beobachten (Tonalit). Man deutet sie bekanntlich gern auf Rutil; Koto glaubt dieselben im Quarze eines turmalinführenden Quarzglimmerdiorits von Kamagava, Kai, Japan für Hornblende halten zu sollen.

Unter den Eisenerzen sind Magnetit und Ilmenit bald allein, bald miteinander in geringen Mengen vorhanden. Der Ilmenit zeigt recht oft die Leukoxen oder Titanomorphit genannte Umwandlung in Titanit. — Apatit und Zirkon besitzen keine Eigenthümlichkeiten gegenüber ihrem Auftreten in Graniten oder Syeniten.

Als accessorisches Mineral ist der Titanit ziemlich verbreitet; derselbe ist auch hier idiomorph gegenüber allen anderen Gemengtheilen mit Ausnahme der Erze, Apatite und Zirkone. Wo ihm die krystallographische Begrenzung fehlt, so dass er in meistens recht kleinen Körnern das Gestein durchsprenkelt, da ist er oft sicher nachweisbar, allenthalben vermuthungsweise aus Eisenerzen secundär entstanden.

Classification der Dioritgesteine.

Die Diorite zerfallen naturgemäss je nach dem herrschenden farbigen Gemengtheil in drei Reihen, welche allerdings durch die mannichfachsten Übergänge miteinander verbunden sind: die Glimmerdiorite, die Diorite schlechthin oder Hornblendediorite und die Augitdiorite. Es wird nur sehr wenige hornblendefreie Glimmerdiorite oder glimmerfreie Diorite geben und insofern sind diese Reihen wohl am innigsten miteinander verbunden. Ebenso wenig dürfte es reine Augitdiorite geben, in denen nicht neben dem Pyroxen auch Hornblende oder Glimmer aufträten, aber umgekehrt giebt es sehr viele durchaus pyroxenfreie Glimmer- und Hornblendediorite. Die Beziehungen dieser drei Reihen würden dementsprechend den treffendsten Ausdruck finden, wenn man die Glimmer- und Augitdiorite als eigentliche Diorite auffasst, in denen die Hornblende bis zu einem gewissen Grade, beziehungsweise gänzlich durch Biotit oder einen Pyroxen ersetzt ist. Jede dieser Reihen hat wiederum eine quarzhaltige und eine mehr oder weniger quarzfreie Abtheilung, die man als Quarzglimmerdiorite, Quarzdiorite und Quarzaugitdiorite von den Glimmerdioriten, Dioriten und Augitdioriten unterscheidet. Die mineralogische Zusammensetzung dieser eng verknüpften Reihen hat keinerlei wesentlichen Einfluss auf die Structur. Diese bleibt durchaus die gleiche in allen Gesteinen dieser Reihen oder vielmehr sie zeigt in allen Reihen dieser Familie die gleichen normalen und abnormen Formen.

Sehr typische Quarzglimmerdiorite in bedeutenden Massiven finden sich in der portugiesischen Provinz Alemtejo; in wenig bedeutenden Gängen erscheinen sie in der Umgebung von Barr im Unterelsass in palaeozoischen Schiefern. An diesen Orten scheint der Mineralbestand nur der ganz normale (Plagioklas, Biotit, etwas Hornblende, Orthoklas, Quarz, Apatit, Erze, gelegentlich Titanit und Zirkon) zu sein. Auch die von Howitt von Noyang im Schiefergebiet von Omeo, Gippsland, Victoria beschriebenen Quarzglimmerdiorite scheinen durchweg normal entwickelt zu sein, was ihren Mineralbestand anbetrifft. Dagegen stehen die Quarzglimmerdiorite von Swift's Creek, Omeo, Victoria in innigem geologischen Verbande mit Granititen, enthalten local kleine Mengen eines fast farblosen monoklinen Pyroxens und etwas Hypersthen und haben neben hornblendedioritischen auch gabbroähnliche Facies, in denen allerdings statt des Diallags neben Hypersthen eine braune Hornblende mit

vollkommener Spaltbarkeit nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) neben weniger vollkommener nach ∞P (110) und einer unvollkommenen nach $\infty P\infty$ (010) vorkommt. — Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach stehen diesen Gesteinen sehr nahe die von F. Teller und C. von John mustergiltig beschriebenen Diorite von Klausen in Südtirol. Dieselben erfüllen unregelmässig gestaltete Spaltenräume von grösserer Ausdehnung und erweitern sich local zu stockförmigen Massen von Pardell über den Pfunderer-Berg ins Vildar- und Rothbachthal, greifen in flachkuppenförmiger Lagerung über das durchbrochene, aus Gneissen und Phylliten aufgebaute Quarzphyllitgebirge über, wie in den isolirten Massen von Seeben und von Klausen, oder erfüllen schmale, saigere Gangspalten, wie bei Verdings, im Eisack- und im Villnössthale. Die Hauptmasse dieses Eruptivgesteins ist als Quarzglimmerdiorit von normaler Zusammensetzung ausgebildet, welche durch Aufnahme von rhombischen (Hypersthen und Bronzit) und monoklinen Pyroxenen in Quarznorite und durch Zurückbleiben des Quarzes in Norite übergehen (hie und da mit spärlichem Olivin), überdiess in der Nähe der Abkühlungsflächen und in den Gängen eine typisch porphyrische Structur annehmen und demnach als Augit- und Enstatitporphyrite erscheinen. — Nach Stelzner durchsetzt feinkörniger Quarzglimmerdiorit gangförmig die Kreideschichten bei Morococha in den chilenischen Anden. — Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 729) hält es für wahrscheinlich, dass der „gangförmige Syenit" G. Rose's aus dem riesengebirgischen Granitit östlich von Glausnitz zum Quarzglimmerdiorit zu rechnen sei. — Cross erwähnt, dass in einem titanitreichen Quarzglimmerdiorit von Le Rhun unfern Plouaret (Côtes-du-Nord) um accessorischen Orthit die Plagioklasleisten radial geordnet sind.

Glimmerdiorite mit typisch hypidiomorph körniger Structur, wie sie den echten Tiefengesteinen eignet, scheinen bisher vorwiegend als Facies von Granititen und in Gangform (so z. B. nach Verbeek in Sumatra, nach v. Lasaulx in den silurischen Schiefern zwischen Carrick Mt. und der Küste von Arklow, Irland, beobachtet worden zu sein. Die meisten gangförmigen Glimmerdiorite gehören jedoch zum Kersantittypus und unterscheiden sich structurell ganz wesentlich von den hier behandelten. — Eine eigenthümliche Gruppe von Glimmerdioriten, welche durch einen reichlichen Gehalt von Hypersthen charakterisirt ist, neben welchem gelegentlich auch monokliner, diallagähnlicher Augit erscheint, tritt bei Campo Mayor und S. Pedro zwischen Arronches und S. Vicente in Alemtejo in

palaeozoischen Schiefern auf. Ihr Hypersthen ist nicht selten mit grüner Hornblende derart parallel verwachsen, dass beide Mineralien die Axe c und b gemein haben, wenn man bei Hypersthen b vom stumpfen zum stumpfen Prismenwinkel laufen lässt. Eine Beschreibung dieses Gesteins gab A. Merian (L. J. B.-B. III. 1884. 292) gelegentlich seiner Untersuchungen an gesteinsbildenden Pyroxenen. Diese Gesteine stehen der quarzfreien Noritfacies der Klausener Quarzglimmerdiorite stofflich sehr nahe, ihr Plagioklas gehört zur Andesinreihe.

Die eigentlichen Diorite und Quarzdiorite sind oft geologisch so innig mit einander verknüpft und durch so allmählige Übergänge mit einander verbunden, dass sie hier ohne scharfe Trennung tractirt werden mögen. Es rechtfertigt sich das um so mehr, als durchaus quarzfreie Diorite verhältnissmässig selten sind, und der Unterschied der beiden Gruppen eben nur in dem grösseren oder geringeren Quarzgehalt liegt. Man kann die vermittelnden Glieder als quarzführende Diorite bezeichnen, wenn man allgemein in der Gesteinsnomenclatur einen wesentlichen Gemengtheil durch unmittelbare Verbindung seines Namens mit demjenigen des Gesteins (z. B. Quarzdiorit, Glimmerdiorit u. s. w.) angiebt, einen nur in kleiner Menge vorhandenen, nicht als wesentlich betrachteten dagegen durch einen adjectivischen Zusatz bemerklich macht (quarzführender Diorit, elaeolithreicher Augitsyenit u. s. w.).

Alle Quarzdiorite enthalten neben der Hornblende in wechselnden, oft sehr bedeutenden Mengen auch Biotit. Solche biotitreiche Quarzdiorite wurden von G. vom Rath unter dem Namen Tonalit vom Adamellostock in den Südalpen beschrieben. Sie schwanken auf der Grenze von Quarzdioriten und Quarzglimmerdioriten; ihr Quarz ist voll von den sehr feinen, dunklen Mikrolithen, die im Granitquarz verbreitet sind. Zirkon ist ein allgemein vorhandener, Orthit ein spärlicher, Granat und Spinell wohl nur ganz locale, vielleicht durch den Contact bedingte Übergemengtheile. — Gesteine von durchaus gleichem Habitus beschrieb C. von John aus Persien, wo dieselben südlich von Kuhrud zwischen Teheran und Isfahan in Verbindung mit Granit auftreten und von feinkörnigen Dioriten und Dioritporphyriten begleitet werden. — Auch das Gestein des berühmten Yozemite-Thales in Californien ähnelt nach Ad. Schmidt's Angabe dem Tonalit ganz überraschend in Zusammensetzung und Structur.

In grosser Mannichfaltigkeit sind Quarzdiorite im Odenwalde nördlich des Gorxheimer Thales bei Weinheim entwickelt. Wohl

ausnahmslos biotithaltig gehen sie doch nirgends in eigentliche Quarzglimmerdiorite oder Glimmerdiorite über, sondern bleiben stets typische Hornblendegesteine. Sie stehen in sehr innigem, ja fast unlöslichem Verbande mit den Amphibolgranititen und Amphibolgraniten dieses Gebirges und gehen andererseits in eigentliche Diorite durch Abnahme des Quarzgehaltes über, so in der Gegend zwischen Kreidach und Siedelsbrunn. Ihr bald grüner, bald brauner Amphibol wird stellenweise sehr hell und nimmt strahlsteinähnlichen Habitus an. Primärer Titanit und solcher, der aus Eisenerzen hervorging, pflegt in ziemlicher Menge, Zirkon allgemein, aber meist spärlich, Orthit immer nur vereinzelt beigemengt zu sein. In der Hornblende finden sich oft Augitkerne und auch selbständige Augitindividuen sind an manchen Localitäten vorhanden; dadurch entstehen Übergänge in Quarzaugitdiorite und Augitdiorite. Wo der Augit selbständig ausgebildet ist, umschliesst er gern Hornblendefetzen. Solche Bindeglieder zwischen normalen Dioriten und Augitdioriten sind verbreitet am Südfuss des Götzensteins, am Ostfuss des Hohberges, am Kanzelberge und am Bildstock zwischen Kreidach und Waldmichelbach. — Auch auf die grosse Ähnlichkeit der Odenwälder Dioritformation mit derjenigen der Canalinseln, zumal von Guernsey, machte bereits Cohen aufmerksam. — Sehr nahe verwandt sind auch die Dioritgesteine der Cortlandt Series, welche J. D. Dana als Soda-Granite beschrieb, manche Varietäten der Quarzdiorite von Lac d'Aydat in der Auvergne, solche aus dem südlichen Portugal, aus Sumatra und einige der von Cross beschriebenen Gesteine aus der Umgebung von St. Brieuc in der Bretagne. Eines dieser letztgenannten Gesteine enthält im Quarz Fibrolithnadeln nach der Angabe von Cross, was für ein normales Eruptivgestein höchst auffallend sein würde. Der Feldspath eines andern aus dem Gouëtthale besitzt die Interpositionen der Gabbrolabradore, was auch sonst bei Dioriten von Gabbro-ähnlichem Habitus nicht selten ist.

In der Mitte zwischen den Quarzdioriten und den eigentlichen Dioriten stehen als gute Repräsentanten die schönen quarzführenden Diorite vom Schwarzenberg und Neuntestein in der Umgebung von Hohwald und von der Ruine Landsberg bei Barr in den Vogesen. Dieselben sind gänzlich augitfrei und zeigen den normalen Diorittypus in seltener Reinheit. Ihnen ähneln wieder in hohem Grade manche südportugiesische und centralfranzösische Diorite, sowie viele der Dioritgeschiebe im norddeutschen Diluvium.

Ganz quarzfreie Diorite sind verhältnissmässig spärlich auftretende Gesteine. Hierher würden z. Th. die von mancher Seite den krystallinen Schiefern zugezählten Gesteine von der Rothenburg (Kyffhäuser) und Kelbra, sowie andere Thüringer Vorkommnisse aus der Gegend von Brotterode gehören; ebenso manche, zumeist durch recht basische Feldspathe ausgezeichnete, corsikanische Gesteine (Aulene, S. Lucia di Tallano u. A.). Auffallenderweise scheint einzelnen dieser Gesteine, so manchen thüringischen und verwandten des südlichen Schwarzwaldes das Eisenerz local gänzlich zu fehlen. — Granat findet sich accessorisch in dem gangförmigen Diorit von der Halsbrücke bei Freiberg i. S. — In manchen Dioriten, zumal in solchen, die sich dem Gabbro nähern oder in diesen übergehen, wechselt die relative Menge von Plagioklas und Hornblende bisweilen in auffallender Weise. Es entsteht local ein fast nur aus Kalknatronfeldspath bestehendes Gestein, wie bei Ehrsberg im südlichen Schwarzwald, oder aber das andere Extrem, ein reiner Amphibolfels, wie ihn Cohen von dem Hummelberge, NO. von Flockenbach im Odenwald, beschreibt. Dasselbe enthält dreierlei verschiedene Hornblendevarietäten. — Solche durchaus quarzfreie Diorite beschreibt Becke von Molyvon auf der Halbinsel Chalcidice, v. Drasche aus dem Militärdistrict Benguet auf der Insel Luzon, v. John aus dem Vrbas- und Tešanica-Thale in Bosnien, Niedzwiedzki vom Vitosabhang gegen Dragalica Monastir im Balkan. — Übergänge solcher reinen Diorite in Augitdiorite scheinen recht verbreitet zu sein; so werden dieselben theils direct von v. John bei den im Flysch Bosniens auftretenden Dioriten von Kladanj und Celinac erwähnt, theils lassen sie sich aus seiner Beschreibung erkennen. Diese Gesteine werden von v. Mojsisovics für effusiv gehalten; dem entspricht ihre durchweg normale hypidiomorphkörnige Structur in keiner Weise. — Die von Geo. Becker als Diorite und Glimmerdiorite beschriebenen, in porphyrische Modificationen übergehenden Gesteine vom Mount Davidson im Washoe-District werden von Hague und Iddings für dioritische Facies von andesitischen Ergussgesteinen angesprochen. — Wenn, wie das häufig der Fall ist, den Dioriten etwas Augit beigemengt ist, und nun die oben besprochene Umwandlung des Augit in stenglige Hornblende (Uralit und Aktinolith) stattfindet, die ursprüngliche Hornblende sich bleicht oder z. Th. Chlorit unter begleitender Epidotbildung liefert, dann entstehen Gesteine, welche von gewissen Umwandlungsproducten der Diabasgesteine, den sog. Epidioriten, schwer

oder gar nicht zu unterscheiden sind. Es sind solche denn auch wohl z. Th. geradezu Epidiorite genannt worden, so auch früher von mir selbst, oder sie werden als Chloritdiorite, Epidotdiorite u. s. w. beschrieben. Eine sehr mannichfaltige Reihe solcher umgewandelten Diorite wird von Inostranzeff aus dem Gouv. Olonez in Russland besprochen. — Auch Howitt beschreibt derartige epidioritisch oder grünsteinähnlich veränderte Gangdiorite aus dem Gebiet der goldführenden Quarzgänge in den Silurschiefern des Crooke River-District, North Gippsland, Victoria (Geolog. Survey of Victoria, IV, Melbourne and London 1877, p. 109) und in den mitteldevonischen Schichten des Tabberabberah-Districts (ibid. III, 1876). — Dass amphibolitisch veränderte Diabase Diorite genannt werden, ist zumal in der englischen Literatur nicht eben selten. So sind die Metamorphic diorites von Geo. Hawes aus dem Schiefersystem des Connecticut offenbar umgewandelte Diabase. Aber auch in der deutschen Literatur findet man solche Bezeichnungen; v. Lasaulx' Diorite (Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel, Bonn 1878) von Willmerich, Winkelbornfloss bei Schillingen, Grimburg bei Wadrill, Paschel bei Zerf, Schoden a. d. Saar sind gleichfalls uralitisch veränderte Diabase nach den mir vorliegenden Handstücken. — Andere „Diorite" der Literatur scheinen zu den krystallinen Schiefern zu gehören, so die von Philippson aus der Gegend von Tromsö beschriebenen.

Die Gruppen der Quarzaugitdiorite und Augitdiorite verlaufen ähnlich in einander, wie die quarzhaltigen und quarzfreien Glieder der übrigen Dioritgesteine. Es ist ein Verdienst Streng's, diese interessanten Gruppen aus der Umgebung von Watab und Richmond in Minnesota zuerst erkannt und beschrieben zu haben. Der Pyroxen dieser Gesteine ist bald ein grüner Malakolith, bald ein hellviolettrother Diallag, bald ein stark pleochroitischer Hypersthen. Alle diese Pyroxene sind oft in uralitische Hornblende paramorphosirt, werden gern von bald grüner, bald brauner Hornblende in schmalen oder breiteren Schalen parallel oder regellos umwachsen, oder sind reichlich von Hornblende- (auch oft von Biotit-) Fetzen durchspickt. Statt der Hornblende, die bisweilen aus braunen Kernen mit grünen Schalen besteht, kann Biotit eintreten. Die Verbreitung der Augit- und Quarzaugitdiorite steht derjenigen der übrigen Reihen in nichts nach. Abgesehen von ihrem faciesartigen Auftreten in anderen Dioriten kennt man sie z. B. von den Canalinseln und in Gangform an der Hohen Waid bei Schriesheim

im Odenwald durch Cohen's Untersuchungen, in der Umgebung von St. Moritz im Engadin, von Uddeholmshyttan in Wermland (mit Annäherung an Gabbrostructur und ziemlich viel Hypersthen neben hellgrünem Diallag), von Villa Cova und Mak Abram de Baixo in Alemtejo, von den Quellen des Balewtschai und der Schlucht von Borjom im Caucasus (am letzteren Orte ist Hypersthen reichlich vorhanden). H. v. Foullon beschreibt einen Augitdiorit von dem Scoglio Pomo an der dalmatischen Küste gegenüber Cornisa; — das von Gylling als epidothaltiger Diorit-Syenit von Säynajöki, Kuusamo, erwähnte Gestein scheint hierher zu gehören; — Lang fand Augitdiorite unter den erratischen Geschieben im Herzogthum Bremen; — einige der von Vrbá beschriebenen Diabase aus dem Erzrevier von Przibram könnten vielleicht hierher gestellt werden. — Vielleicht findet hier auch das von S. Roth, Nagy und Posewitz sehr verschieden beschriebene, die Kobalt- und Nickelerze von Dobschau in Ungarn führende Eruptivgestein, welches mit chloritischen Schiefern (?devonischen Alters) in naher, noch nicht aufgeklärter Verbindung steht, seinen Platz. Verbeek giebt Nachricht von Quarzaugitdioriten zwischen Soerau und Poenjoeng, zwischen Moeara und Sahoen und zwischen Moeara und Snidang in Süd-Sumatra; zwischen Ahoer und Tampoeroengo bildet Augitdiorit ein Massiv im Kohlenkalke, und wird von diesem durch ein schmales Band von Malakolithgestein getrennt, von welchem es Verbeek zweifelhaft lässt, ob dasselbe der Contactmetamorphose oder normalen hydrochemischen Processen seine Entstehung verdankt. Die Analogie mit anderen Localitäten spricht für erstere Annahme. — Durch die Glaseinschlüsse ihrer Plagioklase sind die von Stelzner aus dem Gebiet der Andesittuffe der Anden beschriebenen Quarzaugitdiorite interessant, die er mit Rücksicht auf ihr jugendliches Alter Andendiorite genannt hat. Dieselben wurden in Blöcken im Thal bei der Guardia nueva kurz oberhalb der Einmündung des Rio Colorado in das Juncalthal und anstehend gegenüber der Cuesta del Cuzco im S. Antonio-Thale an dem Andenübergang zwischen Rosario und Valparaiso gefunden. Die Gesteine enthalten neben Plagioklas und hellgrünem Augit Hornblende und Biotit, Titanit, Orthoklas und Quarz, secundär Calcit und Epidot. Ihre Structur klingt durch granophyrische Orthoklas-Quarz-Verwachsungen an die porphyrische an. — Es mag hervorgehoben werden, dass in den meisten Augitdioriten die Plagioklase gern Mikrolithe von Pyroxenen und Amphibolen enthalten und dass die ersteren bisweilen anders gefärbt sind, als die grösseren Individuen, welche selbstän-

dig im Gestein auftreten. — Übergänge in Gabbro sind recht verbreitet und die Grenzen zwischen beiden Gesteinen oft schwer zu ziehen. Auf die Entstehung grünsteinähnlicher, epidioritischer Gesteine durch Zersetzung von Augitdioriten wurde bereits oben hingewiesen. — Durch chloritische Zersetzung des Augit unter starker Ausscheidung von Carbonaten entstehen Gesteine, die den sog. Hemithrenen zugerechnet werden können.

Eine eigenthümliche Stellung nehmen die dioritischen Gesteine ein, welche, mit den Erzlagerstätten des Banats enge verknüpft, den Caprotinenkalk dieser Provinz durchbrochen und verändert haben, und von v. Cotta den Namen Banatite erhielten. Bei aller Ähnlichkeit im äusseren Habitus ist die Zusammensetzung dieser z. Th. im Kreidekalk, z. Th. in den krystallinen Schiefern aufsetzenden Gesteine eine zwischen normalen Quarzdioriten und Quarzaugitdioriten, Dioriten und Augitdioriten schwankende. Doch scheinen sowohl nach den Untersuchungen von Niedzwiedzki, Posewitz, Stern, Hussak, sowie nach meinen eigenen Erfahrungen die quarzhaltigen Formen zu herrschen; der Augitgehalt ist schwankend selbst an Handstücken einer und derselben Localität. Die Hornblende dieser Banatite ist bald braun, bald grün, ihr Biotit stets braun oder durch beginnende Zersetzung braun und grün lamellirt. Die bei ganz frischen Biotiten bisweilen lamellar wechselnden Interferenzfarben der Querschnitte zwischen gekreuzten Nicols deuten auf Zwillingsbildung nach dem gewöhnlichen Gesetze. Neben dem oft nahezu farblosen und gern stark verzwillingten Augit scheint gelegentlich Hypersthen (Hodritscher Thal bei Schemnitz) vorzukommen. Die oft vorzüglich schaliggebauten, analytisch z. Th. als Andesin von Niedzwiedzki bestimmten Plagioklase sind gern central getrübt und enthalten anscheinend neben Mikrolithen oder farbigen Gemengtheilen hie und da Glas-, oft Flüssigkeitseinschlüsse; ihr Idiomorphismus gegenüber dem Orthoklas ist meistens sehr deutlich ausgesprochen. Der Quarz pflegt reich an Fluidaleinschlüssen zu sein. Accessorisch treten Titanit und Zirkon auf. Secundär Epidot und Calcit, sowie uralitische Hornblende. Propylitische oder grünsteinähnliche Umwandlungsformen sind nicht selten. Posewitz beschreibt diese Gesteine als Tonalite und Diorite, Stern stellt sie auf Grund ihres Alters zu den Quarztrachyten. Cziklowa, Dognacska, Moravitza, das Gebiet zwischen O-Sopot und Dolnja-Ljubkowa sind die Hauptverbreitungsgebiete. Gewiss mit vollem Rechte parallelisirt man mit diesen Banatiten auch die Diorite und Augit-

diorite, welche bei Schemnitz zwischen den Thälern von Hodritsch und Eisenbach auftreten.

v. Lasaulx liefert den Nachweis, dass die von Brongniart als Hemithrène bezeichneten Gesteine der Auvergne nicht, wie dieses Naumann und Zirkel angenommen hatten, hornblende- oder grammatithaltige körnige Kalke, sondern Grünsteine mit einem meist sehr untergeordneten und wohl stets secundärem Calcit seien. Cross beschrieb eine Hemithrène von Lezardieux (Côtes-du-Nord); — vielleicht gehört auch hierher, wenn nicht zu den Kersantiten, ein von Hawes besprochener Glimmerdiorit von Stewartstown, N. H.

Structurformen der Dioritgesteine.

Sieht man zunächst von allen solchen Structurformen ab, welche mit Sicherheit oder Wahrscheinlichkeit durch eine von den normalen Bildungsgesetzen des Gesteins abweichende Beeinflussung (Abkühlung an der Peripherie, Druck) zur Entwicklung gelangten, so bleibt dennoch bei den Dioriten eine grössere Mannichfaltigkeit der Structur übrig, wie bei den früher besprochenen Tiefengesteinen. Es hat das seinen Grund in der anscheinend nicht constanten Reihenfolge der Mineralbildung bei diesen Gesteinen. Es giebt eine Gruppe von Dioriten, deren beste Vertreter sich reichlich in der Umgebung von Barr und Hohwald (Landsberg, Neuntestein, Schwarzenberg), auf Guernsey, im Banat, bei Klausen, spärlich im Odenwald (Hemsbach) finden, deren Gemengtheile in derselben Reihenfolge sich bildeten, wie in den Graniten. Nach der Ausscheidung der nur in geringen Mengen vorhandenen Apatite, Erze, Zirkone und Titanite begann die Bildung der Glimmer, Amphibole und Pyroxene, dann erst diejenige der Plagioklase, darauf die des Orthoklas und Quarzes. Die Intervalle der Mineralausscheidung sind am grössten vor den farbigen Gemengtheilen und nach den Plagioklasen, daher ist durchweg der Idiomorphismus des Apatit, des Zirkons und Titanits, sowie derjenige der Plagioklase ein sehr ausgesprochener, derjenige der Glimmer, Amphibole und Pyroxene ein oft minder vollkommener. Den Orthoklasen, welche überaus gern die Plagioklase umhüllen, und den Quarzen fehlt jede selbständige Begrenzung; sie erfüllen die eckigen Räume zwischen den übrigen Gemengtheilen. Diese Reihenfolge documentirt sich nicht nur in dem grösseren oder geringeren Grade von Idiomorphismus, sondern auch in den Beziehungen der umhüllenden und umhüllten Gemengtheile. Wo Pyroxene, Glimmer und Amphibole neben einander auftreten, sind anscheinend

die rhombischen Pyroxene älter, als die monoklinen, diese älter als Biotit und als Amphibol. Dass aber die Bildung aller dieser Mineralien z. Th. auch eine gleichzeitige war, scheint ihre oft gesetzmässige, oft regellose Durchdringung zu beweisen. Es ist bisweilen mit grosser Klarheit zu erkennen, dass der Ausscheidung der Biotite und Amphibole eine magmatische Resorption der Pyroxene vorherging, aus deren Material dann eben jene anderen Mineralien sich entwickelten. Dagegen wurde bisher eine solche Bildung von Hornblende auf Kosten des Glimmers oder umgekehrt als magmatischer Vorgang wohl nicht beobachtet; dass nach Auskrystallisation des Gesteins Hornblende in Biotit umgewandelt wurde, ist in vielen Fällen mit Wahrscheinlichkeit anzunehmen.

In solchen normal struirten Gesteinen sind concretionsähnliche dunklere Ausscheidungen ganz analog denen der Granite überaus verbreitet und besitzen alle dort besprochenen Eigenthümlichkeiten der Form, Mineralausbildung und Abgrenzung. Sie führen auch hier naturgemäss in extremer Entwicklung zu schlierenartigem Verbande dunklerer, basischerer und hellerer, saurerer Gesteinstheile. Dem Wesen nach mit diesem Vorgange identisch ist die Kugelbildung in den bekannten corsikanischen Kugeldioriten von S. Lucia di Tallano bei Sartene. Die local rasch fortschreitende Ausscheidung pyroxen- und hornblendereicher Massen machte das umgebende Magma unverhältnissmässig reich an Feldspathlösung, die nun rasch in radialen Aggregaten anschoss, deren Krystallisation ihrerseits nun eine locale Übersättigung an eisen- und magnesiareichem Magma bedingte, so dass wieder Pyroxen und Amphibol auskrystallisirten u. s. f. Recht bezeichnend für diesen Bildungsact ist das strahlige Gefüge des Ganzen und die von H. Reusch beobachtete Thatsache, dass diese kugligen Bildungen nur im Centrum der Gesteinsmasse, d. h. an dem Orte der ruhigsten Krystallisation sich finden. — von Lasaulx bespricht einen Anorthit-Diorit von Poudières in der Auvergne, in welchem sich gleichfalls Andeutungen einer Kugelstructur finden; hier aber hat der Amphibol die Rolle des radialstrahligen Elementes übernommen, während dieser und der begleitende Hypersthen im Corsit im Allgemeinen nicht radial gebaut und geordnet sind. Das würde darauf hinweisen, dass das Gestein von Sartene feldspathreicher, dasjenige von Poudières amphibolreicher sein müsste.

Dass eine solche Art der krystallinen Entwicklung eines schmelzflüssigen Magmas eigentlich nöthwendig zu miarolithischer

Structur führen müsse, wurde bei dem Granit dargethan. Es findet sich eine solche miarolithische Structur auch thatsächlich bei manchen Dioriten und die Gemengtheile des Gesteins ragen dann mit Krystallenden in die eckigen Hohlräume hinein. Man beobachtet diese Ausbildung hier seltener, weil die Räume so oft durch Calcit, Chlorit und andere Zersetzungsproducte erfüllt und maskirt werden. Sehr schön besitzt sie, wie H. Patton fand, ein Gangdiorit des Schriesheimer Thales, N. Heidelberg. Ätzt man dieses Gestein mit Essigsäure, so erkennt man zahlreiche, oft gar nicht kleine eckige Räume, in welchen Oligoklas, Amphibol und Titanit mit flächenreichsten Krystallenden hineinragen. So konnte an dem von Patton als Oligoklas bestimmten Feldspathe vom Albithabitus M (010), l (110), T (1$\bar{1}$0), z (130), P (001), x (10$\bar{1}$), y (20$\bar{1}$), r (40$\bar{3}$) gemessen, p ($\bar{1}$11), o ($\bar{1}\bar{1}$1), g (221), u (2$\bar{2}$1) aus dem Zonenverbande bestimmt und f (130), n (021) ihrer Lage nach als wahrscheinlich erkannt werden. Die grüne Hornblende zeigte (110) (130) (010) (001) (100) ($\bar{1}$11) ($\bar{1}$31) (041) und eine unbestimmbare Klinopyramide.

Bei aufmerksamem Studium von Dioritpräparaten wird man nicht selten scharfe Krystallenden finden, die von Calcit gewissermassen umpolstert scheinen.

Eine zweite Art der normalen Dioritstructur entwickelt sich dadurch, dass der Plagioklas vor oder gleichzeitig mit der Hornblende zur Krystallisation gelangte. Der erstere bildet dann breit tafelförmige bis leistenförmige, gewöhnlich etwas gerundete Individuen, welche in den meistens grossen, kurz- und dickstengligen oder auch tafelförmigen Amphibolindividuen eingeschlossen sind. Je nachdem die Plagioklase schmälere Leisten oder breitere Tafeln darstellen, erinnert die Structur alsdann mehr an diejenige der Diabase oder an diejenige der Gabbro. Es scheint, als ob diese Ausbildung mit Vorliebe bei verhältnissmässig feldspatharmen Gesteinen Platz greift. Gute Beispiele für dieselbe liefern die Diorite der Gegend von Schriesheim, ein Augitdiorit von Uddeholmshyttan in Wermland, Schweden, und manche der von Howitt beschriebenen australischen Vorkommnisse. Solche Diorite scheinen denn auch gern Gabbrofacies zu entwickeln oder sie treten als dioritische Facies in Gabbrogesteinen auf. Bei eigentlichen Glimmerdioriten wurde diese Structur nie beobachtet. Übergänge zwischen dieser und der erstbeschriebenen Structurform sind allverbreitet und zumal bei Augitdioriten und quarzfreien Dioriten häufig.

Dass Dioritgesteine peripherisch sich verdichten und kleinkörnig

werden, ist eine alte Beobachtung. Es ist damit ziemlich regelmässig ein Übergang zu porphyrischer Structur insofern verbunden, als dann gern eine wiederholte Feldspathbildung, selten auch eine Wiederkehr der Krystallisation der Bisilikate stattfindet. Die älteren Generationen von Plagioklasen oder Amphibolen und Pyroxenen liegen dann einsprenglingsartig in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse von dioritischer, sehr oft quarzführender Grundmasse. Diese selbst kann wieder eine mehr oder weniger hypidiomorphe oder aber eine durchaus allotriomorphe Ausbildung der Gemengtheile zeigen. Im ersteren Falle ist sie gewiss das Product der in Folge der raschen Abkühlung beschleunigten Krystallisation des Gesteins, im letzteren drängt sich die Vermuthung und, sobald auch die Einsprenglinge mechanisch deformirt sind, wohl die Wahrscheinlichkeit einer secundären Entwicklung dieser Structur durch Gebirgsdruck auf, wie dieses bei den Elaeolithsyeniten discutirt wurde. Eigentlich amorphe Grundmasse dürfte kaum jemals mit Sicherheit beobachtet worden sein. In solchen porphyrischen oder richtiger porphyritischen Facies der Diorite zeigen auch die Einsprenglinge gern gewisse Eigenthümlichkeiten. So pflegen die Amphibole in sonst bei den Dioriten ungewöhnlich schlanken Säulen zu krystallisiren; Augit, der dem Gestein sonst fehlt oder doch nur als Korn in den Amphibolen liegt, wird häufiger, bildet vollkommen idiomorphe kurze Säulen und wird gern vom rhombischen Pyroxen begleitet. — Für diese porphyritische Facies liefert ganz besonders das Dioritvorkommen von Klausen gut beschriebene Beispiele; man kann sie in ähnlicher Weise an den Dioriten des Lac d'Aydat, manchen Vorkommnissen des Odenwaldes und Australiens, sowie an einigen Dioriten von Sumatra (Siloenkang) studiren.

Annäherungen an die den Diabasen eigenthümliche, oft als ophitisch bezeichnete Structur werden durch Abnahme der Feldspathe und schmal leistenförmige Ausbildung derselben hervorgebracht. Dieselben sind offenbar recht selten. Vélain erwähnt eine solche Structur von einem Diorit der Salenga in Transbaikalien, dessen Amphibol braun ist.

Die normalen Structurverhältnisse der Diorite werden sehr häufig durch eine Anzahl von Phänomenen verdeckt und unkenntlich gemacht, deren jedes einzelne nur im Zusammenhange mit allen anderen seine richtige Beleuchtung erhält und seine Erklärung findet. Die Verbiegungen und Knickungen der Biotite und Amphibole, die undulöse Auslöschung der Plagioklase und Quarze, die

Zerbrechung der Feldspathe an regellosen Klüften und die Verwerfungen ihrer Zwillingslamellen gegen einander, die Biegung der letzteren, ihre oft unverkennbare Abhängigkeit von Rissen und Sprüngen, auf denen Neubildungen sich absetzten, die randliche Zertrümmerung der Feldspathe und Quarze bis zu ihrer vollständigen Auflösung in regellose Körneraggregate, die Auswalzung der Glimmer und Amphibole — Alles das sind Erscheinungen, die in ihrer Gesammtheit nicht durch die den Bildungsact eines Gesteins beherrschenden Factoren eine Erklärung finden können. Sie weisen vielmehr auf mechanische Druckkräfte hin, denen das fertige Gestein unterworfen wurde, sie sind geodynamischen Ursprungs. In ihren ersten Anfängen lassen diese, im Grunde genommen zur Dynamometamorphose zu zählenden Verhältnisse die normale Structur ziemlich unverändert; in ihren letzten Wirkungen dagegen verwischen sie dieselbe mehr oder weniger vollkommen und setzen an ihre Stelle entweder die mechanisch-porphyrische Mörtelstructur oder die gneissartige Schieferstructur. Bei der ersteren bleiben grössere Kerne der ursprünglichen Gemengtheile erhalten und die durch ihre randliche Zertrümmerung gebildeten Aggregate der Grundmasse lassen keine Richtung in ihrer Anordnung erkennen. Bei der zweiten können grössere Kerne erhalten sein oder nicht; ihr Wesen liegt in der Parallelordnung der durch Zertrümmerung entstandenen Aggregate. Sie ist ein höherer Grad der Dynamometamorphose und hat wohl eine gewisse Verschiebung des zertrümmerten Gesteins zur Voraussetzung. So hochgradig veränderte Gesteine sind dann oft sehr schwer, wenn überhaupt von gewissen Gliedern der Gneissformation zu unterscheiden. — Beispiele für solche dynamometamorphe Structuränderungen in allen Stadien liefern die Dioritformation des Odenwaldes, der Tonalit, die Ehrsberger, die auvergnatischen und portugiesischen Vorkommnisse u. a. m. In sehr deutlicher, aber meist wenig intensiver Ausbildung lassen sich die Anfangsstadien dieser Veränderungen oft an den Banatiten und manchen Vogesendioriten studiren.

Contactmetamorphosen in und an den Dioritgesteinen.

Die endomorphen und exomorphen Contactphänomene der Diorite zeigen die grösste Ähnlichkeit mit denjenigen der Granite und der andern stockförmigen Tiefengesteine. Sehen wir von den Structuränderungen ab, so bleibt im Allgemeinen der mineralogische Bestand der Diorite unverändert bis an die Grenze der durchbroche-

nen Sedimente und eine stoffliche Beeinflussung des Eruptivgesteins ist jedenfalls eine seltene Ausnahme. Das Eruptivgestein und das Sediment setzen scharf an einander ab, auch da, wo sie bisweilen kammartig auf kurze Erstreckung in einander greifen. Howitt, dem wir wichtige Untersuchungen über die Contactwirkungen der Diorite von Swift's Creek und Noyang, Omeo, Victoria verdanken, beobachtete an einigen Punkten der erstgenannten Localität, dass sich zwischen die Diorite und die zu Hornfels metamorphosirten Schiefer eine schmale Zone einschob, welche er als die Aplitzone bezeichnet. Dieselbe ist einerseits auf das innigste mit dem Eruptivgestein verwachsen, ja z. Th. von ihr eingeschlossen, andererseits alternirt sie auf geringe Entfernungen mit den Hornfelsen. Sie hat wesentlich die Zusammensetzung eines plagioklas- und glimmerarmen Muscovitgranits. Trotz ihrer Ähnlichkeit mit Ganggraniten erklärt Howitt, dass die geologischen Verhältnisse ihm ihre Entstehung durch eine Umkrystallisation der Sedimente zweifellos erscheinen lassen. Auf diese folgt nach aussen eine Hornfelszone, deren Gesteine, je nachdem sie aus Grauwackeschiefern und Sandsteinen, oder aus Thonschiefern entstanden, bald quarzreich, bald quarzfrei sind, in denen aber stets die für Hornfelse charakteristische Neubildung von chokoladebraunem Biotit und weissem Muscovit statthatte. Die chloritischen Mineralien der normalen Sedimente verschwinden mehr und mehr mit Zunahme des Biotits und Annäherung an den Diorit. Auch hier schiebt sich zwischen die eigentlichen Hornfelse und die unveränderten Schiefer eine Zone von Knotenschiefern ein. Feldspath ist nur selten in den Hornfelsen entwickelt und hat hier weniger Bedeutung, weil er wohl auch in den normalen Grauwackeschiefern vorhanden ist. Die goldführenden Quarzgänge des Swift's Creek setzen an der Grenze der eruptiven Diorite und des Schiefergebirges auf; auch ihre Bildung und ihren Goldgehalt setzt Howitt auf Rechnung der Dioriteruptionen, so dass auch sie zu den Contactgebilden gehören würden, wie die Zinnerze der Granitcontactzonen. — Bei Noyang entwickeln sich die Schiefer in dem Dioritcontact ebenfalls zu normalen Hornfelsen.

Auch am Tonalit des Adamello-Stockes dürften die am SW.-Fusse des Ré di Castello ihn umgebenden Grauwacken und Thonschiefer des Rothliegenden eine normale Contactzone bilden; dafür sprechen die Knotenschiefer und andalusitführenden schiefrigen Hornfelse am NW.-Ende des Lago d'Arno. Lepsius (Das westliche Südtyrol. Berlin 1878. S. 151) hält es nicht für unmöglich, dass auch der

Staurolith- und Andalusitgehalt der Glimmerschiefer des Val Valentino auf Rechnung des nahen Tonalit zu setzen sei. — J. S. Diller beobachtete typische Andalusit- und Cordierithornfelse im Contact von Thonschiefern mit Quarzdiorit bei Jakta-Kivy unfern Edremit in der Troas.

Überaus grossartig ist die Einwirkung, welche der Tonalit in einer 15 km langen Erstreckung auf die Triaskalke bis zu 1100 m von seiner Grenze hin erkennen lässt. Von dem Zellendolomit, einem Horizont zwischen Röth und Muschelkalk, bis zum Schlerndolomit ist jede Bank in einer besonderen Weise marmorisirt und z. Th. mit Silicatmassen imprägnirt. Auch hier ist der Übergang aus dem normalen Sediment in die am weitesten metamorphosirten Massen ein ganz allmähliger. So lässt sich z. B. die Breccienstructur des Zellendolomit stellenweise sehr deutlich noch in den Marmor hinein verfolgen, seine graue Farbe verliert sich allmählig in die blendend weisse des Contactkalks. Auch bei dem die Hauptmasse der Kalke bildenden, bis zu 500′ mächtigen Unteren Muschelkalk verschwindet die graue organische Färbung mehr und mehr bei Annäherung an den Tonalit. Die dichte Structur geht unter Verlust der Schichtung anfangs in eine feinkörnig krystalline über, die dann mehr und mehr einer grobkörnigen weicht. Die anfangs noch als Kalkspath erhaltenen Trochiten verschwinden und Silikatmassen stellen sich in unregelmässigen Lagen, Knauern und auf Klüften ein; darunter nennt Lepsius Quarz mit Turmalinnadeln, silberweissen Muscovit in grossen Tafeln und sechsseitigen Krystallen, Granat in farblosen und braunen Krystallen und als rothbraunen Granatfels, hellgrünes Epidotgestein, Fassait, schwarze Hornblende, Orthoklas, Vesuvian, Wollastonit und Pyrit. Dabei finden sich an gewissen Stellen unveränderte graue Kalksteinbänke dem Contactmarmor eingeschaltet. — Auch die Halobienschichten sind z. Th. in reinen Marmor umgewandelt, die Knollenkalke dieses Horizontes behalten stellenweise ihre Knollenstructur oder lassen dieselbe noch an Farbenverschiedenheiten erkennen. Die Knollen sind auch oft erfüllt mit undeutlich sich von einander absondernden Wollastonit-Sphärolithen, die Zwischenmasse ist dann wohl dunkler Kalkstein geblieben, der von zahllosen Hornblendenädelchen durchspickt ist, oder aber es hat eine reichlichere Bildung von Silikaten stattgefunden, unter denen Epidot und Granat am häufigsten vorkommen. Spalten und Klüfte sind mit Quarz oder mit einem granitoiden Gemenge von Turmalin, Quarz, Orthoklas und Musco-

vit erfüllt. — Im Schlerndolomit beschränkt sich die Umwandlung auf Ausbildung eines gröber krystallinen Gefüges; Silikate sind nicht in demselben entwickelt.

Ganz ähnlich sind die Veränderungen, welche nach der Darstellung G. vom Rath's der Banatit in den Kreidekalken hervorgerufen hat, wo diese sich mit ihm berühren, von Apophysen desselben durchzogen oder in gewaltigen Massen von demselben eingeschlossen werden. Der Kalkstein ist bis auf bedeutende Entfernung von der Grenze in Marmor umgewandelt, wenngleich an einigen Stellen auch unveränderter Kreidekalk bis an den Banatit dicht herangeht. Durchzogen wird der Contactmarmor in unregelmässig schwarmartiger Vertheilung bei Orawitza und Cziklowa von Granat, Wollastonit und Vesuvian, oder er ist in derben Granatfels metamorphosirt. Dieser Granatfels bildet auch die Gangart der Banater Erze. — Von Dognacska bis an die Berzava ist ebenfalls der Banatit mit Kalkstein aufs innigste in Berührung und hat diesen zu Marmor und Granatfels mit grossstrahligem, schwärzlichgrünem Augit umgewandelt, dem bedeutende Massen von Magneteisenerz linsenförmig und in Klumpen beigemengt sind. Solchem Magneteisenerz ist auch in dünnen Schnürchen bei Moravitza der borhaltige Ludwigit eingesprengt. Als Analogie mit Australien sei erwähnt, dass der Banatitzug von Dognacska-Moravitza ganz ähnliche Imprägnationen einer etwas thonigen und feldspathigen, öfters kalkigen, meist eisenschüssigen Quarzmasse enthält, deren Spalten und Drusen Gold in Begleitung von Pyrit führen. Ähnliche Metamorphosen zeigen die Kalksteine bei Szaska und Neu-Moldowa.

Eine durchaus andere Kategorie von Contactphänomenen zeigt der durch seine weitgehende Differenzirung in chemisch und mineralogisch sehr verschiedene Facies, sowie durch seine structurelle Mannichfaltigkeit interessante Quarzglimmerdiorit von Klausen. Obwohl auch hier zumal in den phyllitischen Zwischenschichten der Quarzphyllitformation gelegentlich in unbedeutender Ausdehnung eine echte Hornfelsbildung mit Quarz, Biotit, Muscovit und Andalusit in überaus feinkörnigem Gewebe stattfindet, so beschränkt sich doch im Allgemeinen die Contactwirkung auf schlierenförmige oder knauerartige Anhäufungen sonst weder im Sediment, noch im Eruptivgestein auftretender Mineralien in geringer Entfernung von der Grenze sowohl im Diorit, wie in den Schichtgebilden. Diese Mineralien sind Turmalin, Pleonast, Korund, Andalusit, Biotit, Feldspath, Zirkon, Granat, Rutil, Titaneisenglimmer, ein farbloser Spinell

und einige andere, noch nicht sicher bestimmte Substanzen. Das verbreitetste und allein schon mit blossem Auge wahrnehmbare dieser Mineralien ist der Turmalin. Die Combination dieser Substanzen ergiebt sich am besten aus folgenden Beispielen. — In einem glimmerarmen, gebänderten Phyllitgneiss von Seeben, über dessen Schichtenköpfen der Diorit ruht, treten schwarmartig schmalere und mächtigere Linsen und Knollen eines schwarzen Schiefergesteins auf, welches das Aussehen hornfelsartig veränderter Thonschiefer hat. Dieselben bestehen aus einem fein mikroskopischen Aggregat von grün durchsichtigem (Pleonast) und wenig fast farblosem Spinell in Oktaëdern und Körnern, opakem Ilmenit mit randlich angesetztem Rutil oder Biotit, die auch selbständig auftreten, farblosen oder flockig blau gefärbten Korundkrystallen und spärlichen Zirkonen; alle diese Mineralien liegen in einer farblosen Grundmasse, welche von langsäulenförmigen, nur selten den gewohnten Pleochroismus zeigenden Andalusitindividuen und einem zweiten farblosen Mineral gebildet wird, das in unregelmässig begrenzten, eine deutliche Spaltbarkeit und faserige Zersetzung zeigenden Durchschnitten auftritt. Teller und v. John möchten an der Feldspathnatur dieser Substanz wegen ihrer geringen Doppelbrechung zweifeln. — Ganz dieselben Mineralmassen finden sich an andern Stellen im Diorit selbst, so z. B. auf dem Seebenkamm, wo an der Grenze von Diorit und Gneiss überdiess, gegen den erstern scharf abgegrenzt, in den zweiten mehr verfliessend, dieselbe Mineralassociation mit wohl erkennbaren gestreiften Feldspathen selbständig erscheint. — Im unteren Vildarthale berührt sich der Diorit mit einem Feldstein genannten, glimmerarmen Muscovitgneiss der Phyllitformation. Die Grenze beider Gesteine wird sehr deutlich durch eine Reibungsbreccie bezeichnet, welche aus Fragmenten der Feldsteine und Phyllite besteht, die durch eruptives Material verkittet werden. Feldstein und Breccie werden reichlich von Turmalin durchschwärmt und von Gangtrümern und Apophysen des Diorits durchsetzt. An dieser Berührungszone des Feldsteins mit dem Diorit sind auf sehr geringe Entfernung von dem Diorit hin grünlich graue, anscheinend dichte Gesteine verbreitet, die wesentlich aus Andalusit mit Korund, Spinell, Turmalin, Titaneisen und Biotit bestehen und welche man, trotzdem aus dem Mineralbestande des Feldsteins nichts erhalten blieb, auf diesen als das den metamorphen Bildungen zu Grunde liegende Substrat beziehen muss. — Ebenso zeigen sich die Gneisse an der Südwestgrenze

der Dioritmasse im hinteren Vildarthale bis auf 2 m Entfernung vom Diorit bedeutend beeinflusst. Sie bestehen aus einem zierlichen Wechsel von schmalen hellen und dunkleren, zierlich gefältelten Lamellen, von denen die hellen eine normale Gneisszusammensetzung zeigen, während die dunklen sehr reich an Spinell sind und überdiess Turmalin, Granat und Zirkon führen.

Die Contactphänomene an der Peripherie der Klausener Diorite können demnach nicht wohl vorwiegend als molekulare Umlagerungsvorgänge im stofflichen Bestande des Schichtgesteins aufgefasst werden; die Contactmineralien erscheinen vielmehr z. Th. als Imprägnationen (die spinellreichen Schlieren im Gneiss und Diorit), z. Th. als drusige Hohlraumausfüllungen (Turmalin). Das ist analog der Topas-, Turmalin- und Cassiteritbildung im Granitcontact. Sowohl die Häufigkeit des Turmalins und des Spinells, für dessen Genese Stelzner's Untersuchungen an den Zinkmuffeln die schönste Analogie bieten, sowie die auffallende Intensität des Vorgangs in der Reibungsbreccie, die örtliche Abhängigkeit des Vorgangs von Spalten und endlich die gleichmässige Entwicklung der Contactmineralien im Schicht- und Eruptivgestein deuten auf Sublimationsprocesse als die Ursachen des Phänomens.

Der Freundlichkeit des Herrn Prof. Geo. Williams in Baltimore verdanke ich einschlussartige Massen aus den Dioriten der Cortlandt Series am Hudson, die ähnlich wie die dunklen Schlieren im Klausener Diorit aus Spinell, Granat und Sillimanit nebst Eisenerzen und, wie es scheint, sehr vereinzelten Korunden bestehen.

I. e. Die Familie der Gabbrogesteine.

Literatur.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geological Survey for 1882.

Sam. Allport, On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites. Quart. Journ. geol. soc. 1874. XXX. No. 120. 557.

Ch. Barrois, Sur un filon de gabbro, falaise de la Mort Anglaise (Finistère). Bull. Soc. géol. Fr. (3). VI. 1878. 178.

Friedr. Becke, Gesteine der Halbinsel Chalcidice. T. M. P. M. 1878. I. 242—274.

— Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1882. IV. 352—365.

— Eruptivgesteine aus der Gneissformation des österreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1882. V. 147—173.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. Amsterdam. 1880.

Fr. Berwerth, Felsarten aus der Gegend von Rosignano und Castellina maritima, südlich von Pisa. T. M. M. 1876. 235—240.

T. G. Bonney, On the Serpentine and associated rocks of the Lizard district. Q. J. g. S. 1877. No. 132. XXXIII. 884—928.

— On the Serpentine and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Q. J. g. S. 1878. No. 136. XXXIV. 769—786.

— On some specimens of Gabbro from the Pennine Alps. M. M. 1878. No. 8. 15.

— Notes on some Ligurian and Tuscan serpentines. Geol. Mag. 1879. (2). VI. No. 182. 362—370.

— On bastite-serpentine and troktolite in Aberdeenshire. Geol. Mag. (3). II. Octob. 1885. 439.

— On bastite-serpentine and troktolite in Aberdeenshire with a note on the rock of the Black Dog. Geol. Mag. Dec. III. vol. II. 1885. No. 256. 439—448.

Capellini, Inclusioni di apatite nella roccia di Monte Cavaloro. Rendiconti dell' Accademia delle Science dell' Istituto di Bologna. 28 Marzo 1878.

A. Cathrein, Über Wildschönauer Gabbro. T. M. P. M. 1885. VIII. 189—194.

C. Chelius, Die Diallaggesteine des Frankensteins und seiner Umgebung. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. 4. Folge. Heft V. 1885. 24—29.

Em. Cohen, Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bay im südöstlichen Afrika. (Friedrichsen's II. Jahresbericht der geographischen Gesellschaft in Hamburg. 1875. 49.)

— Das labradoritführende Gestein der Küste von Labrador. L. J. 1885. I. 183—185.

A. Cossa, Sulla diabase peridotifera di Mosso nel Biellese. Atti R. Accad. Lincei. 1878. (3). II.

A. Cossa, Sulla eufotide dell' Isola d'Elba. Mem. Accad. Linc. (3). V. 1880.
— Sulla massa serpentinosa di Monte Ferrato, Prato. Boll. Com. geol. Ital. Roma. 1881. No. 5 u. 6.
E. Dathe, Erläuterungen zu Section Waldheim der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1879.
A. Des Cloizeaux, Sur la classification des roches dites hypérites et euphotides. Bull. soc. géol. Fr. (2). XXI. 105—109. 1864.
Q. E. Dickerman and M. E. Wadsworth, An olivine-bearing diabase from St. George, Me. Proceed. Boston Soc. nat. hist. 16. Jan. 1884. 28.
Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors 1880.
R. Hagge, Mikroskopische Untersuchungen üb. Gabbro u. verw. Gesteine. Kiel. 1871.
Fr. H. Hatsch, Über den Gabbro aus der Wildschönau in Tyrol und die aus ihm hervorgehenden schiefrigen Gesteine. T. M. P. M. 1885. VII. 75—87.
G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 165—170.
J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.
Amund Helland, Mikroskopisk undersoegelse af en del bergarter i det nordlige Norge. Tromsoe Museum. 1878. Aarshefte.
R. D. Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey. Monographs V. Washington. 1883 und 3rd Annual Report. Washington. 1883. 93. 194.
— On the paramorphic origin of the Hornblende in the crystalline rocks of the northwestern States. Amer. Journ. 1883. XXVI. No. 151. 24.
C. v. John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien. 1880.
— Olivingabbro von Szarvaskö. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 317.
J. W. Judd, On the tertiary and older peridotites of Scotland. Q. J. g. S. 1885. XLI. No. 163. 354. 418.
J. H. Kloos, Studien im Granitgebiet des südlichen Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1—66. 1884.
A. Koch, Olivingabbro aus der Fruska Gora. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. X. 235.
A. Lacroix, Etude minéralogique du gabbro à anorthite de St. Clément (Puy-de-Dôme). Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 46—51.
H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausgeg. v. d. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen. 1879. 121—135.
— Ein Beitrag zur Kenntniss norweg. Gabbros. Z. D. G. G. 1879. XXXI. 484—503.
A. v. Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 335—337.
— Olivingabbro von Sörgsdorf in Österreichisch-Schlesien. L. J. 1878. 837—839.
— Olivingabbro von den Carlingford Mts., N. von Dundalk. T. M. P. M. 1878. 426—433.
Joh. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinen Schiefergesteine etc. Bonn. 1884.
O. Lenz, Gabbro von der Westküste Afrikas. Verhdlg. k. k. geol. R. 1878. 52.
Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau. 1874.
B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma. 1886.

J. Macpherson, Descripcion de algunos rocas que se encuentran en la Serrania de Ronda. Madrid. 1877.

— Estudio geolog. y petrograf. del Norte de la prov. de Sevilla. Madrid. 1879.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Christiania. 1879.

M. Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 462—499.

Jul. Niedzwiedzki, Über Gesteine von der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 107.

E. W. Öberg, Kemisk och mineralogisk undersökning af Eukrit från Rådmansön i Upland. Upsala. 1872.

A. Philippson, Mikroskopische Untersuchung einer Reihe norwegischer Gesteine aus der Umgegend von Tromsoe und den Lofoten. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. 6. VIII. 1883.

Alex. B. Popovich, Über Gabbro-Gesteine aus der Frusca Gora. Verhdlgn. k. k. geol. Reichsanst. 1876. 312—314.

G. Primics, Zur petrographischen Kenntniss von Bosnien. F. K. 1881. XI. 195—199.

Gerh. vom Rath, Olivinführender Gabbro vom Monzoni. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 369—372.

H. H. Reusch, Syenit u. Olivingabbro im central. Theil d. Euganäen. L. J. 1884. II. 140.

Gust. Rose, Über die Gabbro-Formation von Neurode in Schlesien. Z. D. G. G. 1867. XIX. 270.

H. Rosenbusch, Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Mag. f. Naturvid. XVII. 4. 1862. Christiania.

R. Sachsse, Über den Feldspathgemengtheil des Flasergabbros von Rosswein i. S. Ber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1883. 101—103.

A. Sjögrén, Ett par gabbroarter från Jötunfjällen i Norge. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 79. 370.

Hj. Sjögren, Om de norska apatitförekomsterna och sannolikheten att anträffa apatit i Sverige. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 81. 447.

Alfr. Stelzner, Untersuchungen im Gebiete des sächsischen Granulitgebirges. L. J. 1871. 244.

Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika. L. J. 1877. 113—138.

E. Svedmark, Gabbron paa Radmansö och angränsande trakter af Roslagen. G. F. i Stockh. Förhdl. VII. No. 98. VIII. No. 101 och 102. 1886.

W. Tarassenko, Über den Labradorfels von Kamenny Brod. Abhdl. d. naturwiss. Ges. Kiew. 1886. — L. J. 1886. II. -245-.

A. E. Törnebohm, Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kon. Svenska Vetensk. Akad. Förhandl. XIV. No. 13. Stockholm. 1877.

A. E. Törnebohm, Über die wichtigsten Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. L. J. 1877. 387—391.

Herm. Traube, Beiträge zur Kenntniss der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des niederschlesischen Gebirges. Inaug.-Diss. Greifswald. 1884.

Ch. O. Trechmann, On the so-called hypersthenite of Carrock Fell, Cumberland. Geol. Mag. 1882. Dec. II. vol. IX. No. 125. 210—212.

Tschermak, G., Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien. 1869.

— Beobachtungen über die Verbreitung des Olivins in den Felsarten. S. W. A. Juli 1867. LVI.

Ch. de la Vallée-Poussin et A. Rénard, Mémoire sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française. Bruxelles 1876. p. 62—76 u. 125—128.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.

K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. Februar 1874. LXIX.

M. Websky, Über Diallag, Hypersthen und Anorthit im Gabbro von Neurode in Schlesien. Z. D. G. G. 1864. XVI. 530.

— Das dunkle Gestein aus dem Thiergarten von Krzeszowice. In Roemer, Geologie von Oberschlesien. Breslau. 1870. 439—440.

Br. Weigand, Die Serpentine der Vogesen. T. M. M. 1875. III. 203—206.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

— Über Gesteine von Labrador. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 485.

F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. L. J. 1876. 206.

— Geologiska Jaktagelser etc. Helsingfors. 1879.

— Undersökning af gabbroartad diabas och diorit från den Wiborgska Rapakiwi granitens gränsgebit samt jemförelse mellan dessa och ättskilliga andra basiska eruptiver i Södra Finland. Finska Vetensk. Soc. Förhdlg. 1884. XXVI.

G. H. Williams, On the paramorphosis of pyroxene to hornblende in rocks. Amer. Journ. XXVIII. Oct. 1884. No. 166. p. 259.

— Preliminary notice of the Gabbros and associated Hornblende rocks in the vicinity of Baltimore. Johns Hopkins University Circulars. No. 30. 1884.

Ferd. Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 53 sqq. u. 92 sqq.

Mineralogische Zusammensetzung der Gabbrogesteine.

Die Gabbro-Gesteine sind hypidiomorph-körnige Tiefengesteine, an deren Zusammensetzung sich im unveränderten Zustande vorwiegend basische Kalk-Natronfeldspathe aus der Labradorit-, Bytownit- oder Anorthitreihe, Diallag oder ihm sehr nahe stehende monokline Pyroxene, rhombische Pyroxene und, auf gewisse Abtheilungen beschränkt, Olivin wesentlich betheiligen. Apatit ist allverbreitet in kleinen Mengen. Von Eisenerzen findet sich fast ganz allgemein Ilmenit oder Magnetit, vorwiegend auf die olivinführenden Glieder beschränkt Chromit oder Picotit. Neben diesen oder statt ihrer trifft man häufig Magnetkies, selten Pyrit; ferner einen grünen Spinell. Neben, local auch statt der Pyroxene erscheinen Amphibole oder brauner Biotit. Quarz ist auf gewisse Gabbro-Arten beschränkt und nicht eben häufig. — Nach Zusammensetzung und Structur schliessen sich die Gabbro-Gesteine eng an die Augitdiorite an und führen von diesen nach Zusammensetzung, Structur und geologischer Valenz hinüber zu Diabasen.

— Wenige andere Massengesteine zeigen eine solche Mannichfaltigkeit in der mineralogischen Zusammensetzung zufolge einer hervorragenden Neigung zu mehr oder weniger abruptem Wechsel in den Mengenverhältnissen der Gemengtheile und kaum ein anderes erleidet so durchgreifende und verschiedene Veränderungen auf metamorphem Wege.

Die Plagioklase der Gabbro-Gesteine bilden im Durchschnitt breite Felder, die je aus einem einzigen oder doch nur wenigen Individuen bestehen; sie müssen also ziemlich isometrisch ausgebildet sein. In seltenen Fällen zerlegt sich ein solches Feld in eine grosse Anzahl von schmal leistenförmigen Individuen, wie sie für Diabase charakteristisch sind (Mt. Washington und Gilford, N. H.). Die Krystallbegrenzung der einzelnen Individuen ist nie eine scharfe, in den meisten Fällen fehlt idiomorphe Ausbildung vollständig. Jedes Individuum ist aus zahlreichen, im Allgemeinen recht breiten Lamellen nach dem Albitgesetz aufgebaut; die Combination dieses mit dem Periklingesetz ist sehr verbreitet. Zwillinge solcher polysynthetischer Individuen nach dem Karlsbader Gesetze gehören zu den allgemeinsten Erscheinungen; auch fehlt eine weitere Zwillingsstructur nach anderen, nur selten mit Sicherheit im Durchschnitt ableitbaren Gesetzen nicht. Häufiger, als dass man immer an brachypinakoidale Schnitte denken dürfte, sind lamellenfreie Durchschnitte, also nicht verzwillingte Individuen. In keinem andern Plagioklasgestein sind dieselben so häufig zu beobachten. — In den weitaus meisten Fällen muss man hier, wie in allen andern Gesteinen, diese Zwillingslamellirung für eine ursprüngliche halten; doch wies schon VAN WERVEKE darauf hin, dass die Abhängigkeit gewisser Lamellen von Sprüngen und Klüften, ihr Auskeilen an solchen oder im Krystall, ihre Zertrümmerung oder ihr borstenähnliches Ausfasern eine Entstehung durch Druck wahrscheinlich mache, und zweifellos ist gerade bei Gabbro dieses Phänomen ungewöhnlich häufig zu bemerken.

Geradezu charakteristisch gegenüber den saureren Tiefengesteinen ist die Seltenheit perthitischer Verwachsung oder Durchdringung verschiedener Feldspathe und das fast durchgängige Fehlen einer concentrisch zonaren Structur, also eines schalenförmigen Baues, der sofort mikroskopisch wahrnehmbar wäre. Dass jedoch ein solcher auch hier auftritt, wies TÖRNEBOHM dadurch chemisch nach, dass er die Einwirkung von Salzsäure auf die Feldspathdurchschnitte studirte. Er fand, dass ihre peripherischen Theile in ge-

wissen Gesteinen nicht angegriffen wurden, während die centralen Kerne mehr oder weniger stark geätzt waren; also auch hier eine jüngere, saurere Hülle um einen basischen Kern. In den durchaus normalen Gabbros dürfte kaum ein saurerer Plagioklas als Labrador gefunden werden. Solche Gabbro-Gesteine, welche geologisch eng mit Graniten oder Dioriten verknüpft sind, besitzen dagegen gern einen Oligoklas, den man gewöhnlich schon an den oft wiederkehrenden geringen Auslöschungsschiefen gegen die Zwillingsgrenzen erkennt, und dessen Eintritt gewöhnlich einen höheren Grad von Idiomorphismus bei den verschiedenen Plagioklasen bedingt, welcher durch den Hinzutritt von durchweg allotriomorphem Quarz und eventuell Orthoklas noch gefördert wird. Nach der chemischen Constitution wäre ein saurerer Plagioklas oder etwas Orthoklas oft auch da zu erwarten, wo man denselben nicht mit Sicherheit mikroskopisch nachzuweisen vermag. Allerdings findet sich nicht selten neben den normalen grossen, gern dunkel gefärbten, basischen Plagioklasen in kleinkörnigen Aggregaten ein sehr feinlamellar gebauter, farbloser Plagioklas, der dann gern Pyroxen- oder Amphibol-Blättchen und Säulchen führt, die den normalen fehlen; doch scheint die Bildung derselben meistens eine secundäre, ein metamorphes Phänomen zu sein, wie später gezeigt werden wird.

Der Habitus der Gabbro-Plagioklase ist durchweg der derbe. Damit steht es im Zusammenhange, dass in ihnen Glaseinschlüsse kaum vorkommen dürften, solche von Flüssigkeiten dagegen sehr verbreitet sind. Auch hier scheint es, als ob solche Flüssigkeitseinschlüsse nicht immer primär seien. Zur Unterscheidung von primären und secundären Fluidalinterpositionen kann es dienen, dass die ersteren gern die Krystallform des Wirthes besitzen und nach krystallographischen Ebenen geordnet sind, während die letzteren wohl stets unregelmässig begrenzt, oft auffallend in die Länge gezogen sind und mit einander durch capillare Canäle in Verbindung stehen. Ausserdem sind sie in ihrer Anordnung an keine krystallographische Richtung gebunden, setzen vielmehr in gerader Linie oft durch mehrere Individuen von Feldspath und andern Gemengtheilen hindurch und zeigen sich nicht selten an Klüfte und Sprünge gebunden. — In manchen Gabbro-Gesteinen (Skandinavien, Schottland, Canada, Vereinigte Staaten, Sachsen, Schlesien, selten in den Gabbros des Flysch in Bosnien-Herzegowina) sind die Feldspathe nicht farblos, sondern graulich oder bräunlich durchsichtig in Folge massenhafter Einlagerung von winzigen Körperchen, die

sich oft im Centrum stark anhäufen, nach der Peripherie hin spärlicher werden. Diese Körperchen sind kurz säulenförmig oder tafelförmig und dann undurchsichtig oder tief rothbraun, bisweilen sehr dünnblättrig und dann mit der eigenthümlich chokoladebraunen Farbe des Titaneisenglimmers durchsichtig oder endlich sie sinken zu einem selbst mit den stärksten Systemen kaum erkennbaren Staube herab. Eine absolut sichere Bestimmung derselben ist bisher nicht gelungen; wenn man dieselbe für Ilmenit anspricht, so stützt man sich dabei auf ihre habituelle Identität mit nachweisbarem Ilmenit und auf die Thatsache, dass bei gewissen metamorphen Vorgängen im Feldspath und mehr noch in den Pyroxenen, welche die gleichen Einschlüsse führen, Rutil und Titanit an ihre Stelle treten. In den Forellensteinen von Volpersdorf kann man den Rutil bisweilen in erkennbaren Krystallen diesen Interpositionen beigemengt sehen. Diese Interpositionen liegen, wo sie nicht allzu winzige Dimensionen besitzen, deutlich erkennbar auf Krystallflächen, und zwar am häufigsten wohl auf den beiden vertikalen Pinakoiden, seltener auf Prismenflächen oder auf der Basis. Selbst bei sehr feinem Staube kann man diese Gesetzmässigkeit in der Anordnung oft deutlich erkennen. Es muss jedoch bemerkt werden, dass Kloos die braune Farbe eines Labrador im Gabbro von Ehrsberg im südlichen Schwarzwald mit der Farbe des Amethyst vergleicht und auf Grund chemischer Untersuchungen zu der Annahme gelangt, in den erwähnten Interpositionen dieses Fundorts liege eine Manganverbindung vor. Judd giebt an, dass diese Interpositionen im Feldspath, sowie in den Pyroxenen des tertiären Gabbro der inneren Hebriden nur in den tiefsten Theilen der Gesteinsmasse vorkommen, in den höheren, der Erdoberfläche näher zur Krystallisation gelangten dagegen fehlen. — Andern Gabbro-Plagioklasen mangeln diese Interpositionen und statt derselben enthalten sie, fast nur im Centrum und kaum jemals in den peripherischen Theilen, rundliche oder unregelmässig elliptische, auch wohl schwach ausgebuchtete, sehr hellgrün gefärbte und stark licht- und doppelbrechende Körper, die sehr häufig mit einem Erzkorn behaftet sind. Man kann dieselben mit einiger Wahrscheinlichkeit für augitisch halten. Sehr selten treten diese beiden Arten von Interposition neben einander auf. — Sonst umschliessen die Plagioklase natürlich die sämmtlichen älteren oder gleichaltrigen Gemengtheile des Gesteins, Erze, Apatit, Pyroxen, Hornblende und Zirkon oder Spellinide.

Die Zersetzung und Umwandlung der Gabbro-Plagioklase ist eine überaus mannichfache und man kann als durchweg vorhandene Eigenthümlichkeit nur die auffallende Thatsache angeben, dass aller Wahrscheinlichkeit entgegen Kalkcarbonat äusserst selten bei diesen Vorgängen entsteht. Als einen reinen Act der Feldspathumbildung wird man diejenige seltene Art der Trübung bezeichnen können, wobei die getrübte Substanz, in welcher die Zwillingslamellirung rasch verschwindet, sich bei hinreichender Vergrösserung in ein äusserst feinschuppiges Aggregat auflöst, dessen einzelne Individuen eine vollkommen blättrige Structur erkennen lassen (Harzer und manche portugiesische Gabbros und Norite). Nach Analogie der granitischen Feldspathe wird man diese Substanz für Kaolin oder Muscovit halten dürfen. — Weit häufiger nehmen die Plagioklase, indem sie zugleich trübe werden, eine grünliche Farbe an. Man erkennt alsdann, dass von den begleitenden, eisenhaltigen Gemengtheilen (Pyroxen und Olivin) her Nadeln und Büschel eines stark licht- und doppelbrechenden Minerals in den Feldspath hineinwachsen, welche man als Aktinolith oder grüne Hornblende, bisweilen als farblosen Tremolit bestimmen kann. Diese, wohl durch Wechselwirkung von Feldspath und Pyroxen oder Olivin entstehenden Neubildungen dringen dann auch auf den Blätterdurchgängen der Plagioklase vor, entwickeln sich nesterweise inmitten des Minerals und ersetzen dasselbe mehr und mehr, immer kleinere farblose und schwach lichtbrechende Felder zwischen sich lassend. Neben diesen Amphibolmineralien, dieselben auch wohl mehr oder weniger vollständig ersetzend, bilden sich fast farblose bis hellgelbgrünliche gedrungene Säulchen oder Körnchen von stark doppelbrechendem Epidot, ebenso gestaltete oder auch oft recht schlank prismatische Individuen von Zoisit, den man trotz seiner starken Lichtbrechung vom Epidot leicht durch die Lage der Axenebene, die sehr schwache Doppelbrechung und starke Dispersion unterscheidet. Dazwischen siedeln sich farblose oder ganz hellröthliche Körner und Rhombendodekaëder von Granat gelegentlich an, Rutilkörner und Krystalle stellen sich ein, etwas Calcit mengt sich gelegentlich bei, und das Alles ist mehr oder weniger reichlich untermengt mit farblosen, quarzähnlich aussehenden Körnern, selten mit kurz leistenförmigen Krystallen. Diese schwach lichtbrechenden farblosen Substanzen sind jedoch nicht Quarz, sondern ein saurer Feldspath, wahrscheinlich stets Albit. Selten lassen sich auch quadratisch spaltende, stark doppelbrechende Säulchen oder Körnchen eines Skapolithminerals nach-

REESE
UNIVERSITY
CALIFORNIA

weisen. Die Gesammtheit dieser Neubildungen, die sicher kein Act der normalen Verwitterung, sondern ein metamorpher Vorgang ist, bezeichnet man als die Saussüritisirung des Feldspaths. Je weiter diese Umbildung vorschreitet, um so trüber und gequollener sieht der Feldspath bei schwacher Vergrösserung aus. Die Mannichfaltigkeit dieser Neubildungen, unter denen jedoch entweder Zoisit oder Epidot stets neben Amphibol entschieden herrschen, bedingt eine der Beschreibung spottende Verschiedenheit bei den einzelnen Vorkommnissen. Jeder Saussüritgabbro zeigt den Process in mehr oder weniger hoher Vollendung, die Anfänge desselben sind fast in allen Gabbro-Gesteinen, die nicht vollkommen unverändert sind, zu erkennen. — In wieder anderen Fällen zeigen die Plagioklase eine Umwandlung in sehr schwach lichtbrechende, oft auch in sehr schwach doppelbrechende, schuppig-fasrige oder rein schuppige Aggregate von hellgrüner oder licht bläulichgrüner, selten von bräunlichrother Farbe, die dem Pennin oder Serpentin angehören; dieselben dringen zumeist von Olivin, seltener von Pyroxen her auf den Spaltdurchgängen des Feldspaths vor, oder benutzen die von serpentinisirenden und daher stark ihr Volumen vergrössernden Olivinen radial ausstrahlenden Spalten und verdrängen den Feldspath mehr und mehr. Als Nebenproduct finden sich auch in dieser Verdrängungspseudomorphose Knäuel und Stacheln von Epidot (Gabbro von Oderen, Norit von Hitteroe u. A.). — Endlich scheint eine Zeolithbildung gleichfalls im Plagioklas der Gabbros vor sich gehen zu können; wenigstens fand Kloos durch chemische Analyse den Feldspath des Gabbro von Ehrsberg zerlegbar in wenig Albit und einen, dem Kalkmesotyp nahe stehenden Zeolith. Auch hier hatte der Umwandlungsvorgang die braune Färbung des Feldspaths zerstört. —

Mechanische Deformationen sind ungeheuer verbreitet. Dieselben stehen z. Th. in nachweisbarem Zusammenhang mit der durch Umwandlungsvorgänge bedingten Volumvermehrung der Olivine, sind aber z. gr. Th. wohl die Folge gebirgsbildender Processe.

Wo saurere Plagioklase oder Orthoklase sich in Gabbro-Gesteinen finden, haben sie die Eigenschaften, wie in den Graniten oder Syeniten.

Der Diallag der Gabbro-Gesteine hat im Allgemeinen keine selbständige Formenentwicklung, sondern er empfängt seine Begrenzung von den übrigen Gemengtheilen und bildet daher unregelmässig eckige Körner, die zumeist zwischen den Plagioklasindivi-

duen eingekeilt sind und deren mehrere, im Dünnschliff anscheinend ohne gegenseitige Verbindung, dennoch genau zu einander optisch parallel stehen. In Wirklichkeit sind solche parallel gerichtete Körner wohl nur durch den Schnitt von einander isolirt erscheinende Theile eines grösseren Individuums. Es giebt indessen Gabbro-Gesteine, deren Diallag vollkommen oder doch gegen die Feldspathe idiomorph ist, unter den Harzer Vorkommnissen ziemlich selten, unter denen des Odenwalds sehr häufig, bei Mombeja u. a. O. in Südportugal, bei Håranes im nördlichen Norwegen, bei Tynewidd auf Anglesey, in der Cortlandt Series am Hudson und an anderen Localitäten. Die Krystallform desselben ist dann das achtseitige Augitprisma. Seltener ist es, dass in dem Gabbro zweierlei Diallage neben einander auftreten, ein brauner idiomorpher und ein grüner in unregelmässigen Stengeln, wie dieses Kloos bei Ehrsberg beobachtete. — Die Spaltbarkeit des Diallag nach dem Augitprisma ist stets deutlich, die orthopinakoidale Theilbarkeit von schwankender Vollkommenheit, eine solche nach (010) öfters in mehr oder weniger deutlichen Spuren nachweisbar. Mit dem Zurücktreten der orthopinakoidalen Theilbarkeit verschwindet auch die nach der Prismenaxe stenglige Structur dieses Minerals und dasselbe nimmt den normalen Augithabitus an. Ein solcher Wechsel im Habitus ist oft an demselben Vorkommniss, ja an demselben Handstück gelegentlich zu beobachten; doch scheint der augitische Habitus mit Vorliebe in solchen Gabbros aufzutreten, die geologisch eng mit Graniten oder Dioriten verknüpft sind und die daher auch oft saure Feldspathe und sogar Quarz führen. Judd giebt an, dass in den tertiären Hebriden-Gabbros der Diallaghabitus an grössere Tiefen, der Augithabitus mehr an die höheren Niveaus der Gabbromassen gebunden sei. — Zwillingsbildungen nach dem Orthopinakoide, wobei sich gern zwischen zwei grössere Hälften eine Anzahl schmaler Zwillingslamellen einschieben, sind recht verbreitet, solche nach der Basis verhältnissmässig selten. Die letzteren wurden nur in Verbindung mit dem erstgenannten Zwillingsgesetz beobachtet, und zeichnen sich stets durch äusserste Dünne der Lamellen aus (Odivellas in Alemtejo).

Die Diallage sind im durchfallenden Lichte entweder grün mit meistens sehr lichten Tönen, oder braun durchsichtig. Die letztere Farbe zeigt sehr starken Wechsel der Intensität vom fast farblosen Hellgelb bis zum tiefen Braunroth. In einem und demselben Gesteinskörper pflegt die Farbe, soweit sie nicht durch secundäre

Processe verändert wird, constant zu sein, wenngleich Beispiele von dem Zusammenauftreten braunen und grünen Diallags bekannt sind. Durch Verwitterung wird brauner Diallag wohl grün, das Umgekehrte wurde nie beobachtet. Bisweilen ist eine anscheinend braune Färbung des Diallags nur durch massenhafte Einlagerungen bedingt, bei hinreichenden Vergrösserungen erweist sich dann die eigentliche Diallagsubstanz hellgrünlich bis fast farblos. — Der Pleochroismus der Diallage in den Gabbros pflegt wenig bemerkbar zu werden; am häufigsten findet man b gelblich, a = c grünlich; Cohen giebt vom Diallag von Labrador an c bläulichgrün, b = a gelblichgrün. Mit der Tiefe der braunen Eigenfarbe wächst die Intensität des Pleochroismus und kann gelegentlich fast diejenige des Hypersthens erreichen; doch findet man auch intensiv rothbraunen Diallag (Bergfjordsvand, Westfinnmarken) ohne irgendwie kräftigen Pleochroismus.

Die bekannten, vielfach verschieden gedeuteten und noch immer nicht mit voller Sicherheit bestimmbaren, mikrolithischen Interpositionen des Diallags fehlen in manchen Gesteinen vollständig. Wo dieselben durchsichtig sind, zeigen sie die Farbe des Titaneisenglimmers. Kloos fand sie jedoch im Diallag von Ehrsberg z. Th. olivengrün und giebt an, dass sie nach Behandlung des Diallagpulvers mit concentrirter HCl verschwunden waren; die Lösung enthielt Kieselsäure, Thonerde, Eisen, Kalk und Magnesia. Eine Deutung wird von ihm nicht versucht. Es ist wohl nicht ohne Grund, dass man im frischen Diallag diese Interpositionen öfters von Rutil in kurzen, dickern Säulen, schlanken Nadeln und knieförmigen Zwillingen begleitet sieht (Drusethal in Thüringen, oberer Steinbruch am Winterberg bei Harzburg) und dass in den aus Diallag entstandenen Amphibolen metamorpher Gabbrofacies Rutil so häufig vorkommt. — Von anderen Interpositionen sind ausser den übrigen Gemengtheilen des Gesteins, zumal Spinelliden und Olivin, wohl auch Flüssigkeitseinschlüsse als häufig zu erwähnen.

Der Diallag der Gabbro-Gesteine ist mit rhombischen Pyroxenen und mit Amphibol überaus gern auf das Innigste durchwachsen und verwachsen. In allen beobachteten Fällen war die Verwachsung mit den rhombischen Pyroxenen eine gesetzmässige, und zwar derart, dass dieselben mit dem Diallag die gleichsinnigen Diagonalen des Augitprismas gemein hatten. Auffallenderweise erwiesen sich die rhombischen Pyroxene, wo sie mantelförmig den Diallag umhüllten, fast stets als deutlich, ja stark pleochroitische

Hypersthene, während da, wo sich beide Lamellen durchdrangen, die helle Farbe und der mangelnde Pleochroismus die rhombischen Pyroxene als Enstatit oder Bronzit auffassen liessen. Die Dimensionen der Lamellen dieser Mineralien können überaus mikroskopisch klein werden, so dass selbst starke Systeme oft nur schwer in den allerdünnsten Schliffen eine Auflösung ermöglichen. Es ist hervorzuheben, dass diese Durchwachsungen verhältnissmässig selten in der Reihe der eigentlichen Gabbros und hier am häufigsten in den olivinführenden Gliedern, dagegen sehr allgemein in der Reihe der Norite auftreten. — In einem gewissen Gegensatz hierzu steht es, dass die randliche Umwachsung mit bald grünen, bald braunen Amphibolen, sowie die Durchwachsungen dieses Minerals mit Diallag gleichmässig bei Gabbros und Noriten vorzukommen scheinen. Im letzteren Falle bilden die Amphibole bald sehr dünne Nädelchen, bald Blättchen von sehr regelloser Umgrenzung, und auch hier kann die Innigkeit der Durchdringung eine nahezu unauflösliche werden durch Abnahme der Dimensionen. Im Allgemeinen scheint auch diese Verwachsung eine derart regelmässige zu sein, dass beide Mineralien die Prismenaxen und die Orthodiagonalen gemein haben; der Umstand jedoch, dass orthodiagonale Schnitte aus denselben zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung vollkommen auslöschen, nöthigt zur Annahme auch regelloser Durchdringungen. Ebenso ist bei der Umrandung des Diallag durch Amphibol (das Umgekehrte kommt hier ebensowenig wie bei den Augitdioriten vor) die Verwachsung meistens, aber nicht immer, eine parallele.

Die Diallage erleiden sehr mannichfache Veränderungen. Als einen Vorgang der normalen Verwitterung darf man wohl die von den Rändern und Spalten her vorschreitende Umwandlung in grünliche, schuppige oder fasrige Aggregate von Chlorit und Serpentin betrachten, denen gern stark lichtbrechende Individuen und Aggregate von Epidot oder Blättchen und Körner von Calcit eingebettet zu sein pflegen. Ob in diesen von Säuren unschwer angreifbaren, beim Glühen sich trübenden grünlichen Neubildungen Chlorit oder Serpentin zu sehen sei, das lässt sich oft aus dem Pleochroismus und aus der Stärke der Doppelbrechung erkennen. — Häufiger ist der Vorgang der Umwandlung in Amphibolmineralien bei dem Diallag und es wird oft sehr schwer festzustellen sein, ob die mit Diallag verbundenen Amphibole ursprünglich mit demselben verwachsen oder secundär aus demselben entstanden sind. Wo unzweifelhafte Neubildungen vorliegen, da beginnt die Umwandlung

deutlich erkennbar von der Peripherie aus und schreitet concentrisch nach innen fort, so dass immer kleinere Kerne von Diallag in der stets dicker werdenden Schale von Amphibol liegen. Die zunächst randlich angesetzten Amphibolprismen haben theils mit dem Diallag parallele Prismenaxen, ohne dass sonst eine Gesetzmässigkeit weiter zu beobachten wäre, theils bilden sie mehr oder weniger divergirende, in die Feldspathe eindringende Strahlenbüschel. Je mehr die Amphibolbildung nach innen fortschreitet, um so strenger pflegt der Parallelismus der einzelnen Amphibolsäulchen unter sich und mit dem Diallag zu werden, so dass dann schliesslich die bei den ursprünglichen Verwachsungen angegebene Regelmässigkeit herrscht. Immerhin trifft man nicht eben selten einzelne aus der Regel herausfallende und ganz willkürlich das parallele Aggregat durchquerende Säulchen. Diese neugebildeten Amphibolaggregate sind nun bald recht hellgrün und durchaus aktinolithartig, schwach pleochroitisch, aber zu Folge der nicht unbedeutenden Dimensionen der einzelnen Individuen gut durchsichtig, auch in dickeren Präparaten (Strahlstein); bald sind sie im auffallenden Lichte schön smaragdgrün, überaus feinstenglig, werden daher erst in sehr dünnen Präparaten durchsichtig, sind dann nahezu farblos und ohne Pleochroismus (Smaragdit). In wieder anderen Fällen ist der neugebildete Amphibol tiefer grün gefärbt, stark pleochroitisch, breitstenglig (gemeine Hornblende); sehr selten findet man denselben himmelblau durchsichtig, feinfasrig oder breitstenglig, und mit den Eigenschaften des Glaukophan (Mussinet in Piemont, Riviera mehrfach). Man hat lange angenommen, dass braune, breitstenglige und compacte Hornblende nicht als secundär aufgefasst werden dürfe; neuerdings ist es durch Williams, Irving u. A. z. Th. wahrscheinlich gemacht, z. Th. bewiesen worden, dass selbst diese durch einen paramorphosenähnlichen Vorgang aus Diallag entstehen kann. Nach v. John's Beobachtungen würde es wesentlich die chemische Constitution des jeweils vorliegenden Diallags sein, welche die Natur des durch Neubildung entstehenden Amphibols bedingt; er fand, dass in den Flyschgabbros Bosniens aus dunklem Diallag sich braune, aus grünem Diallag grüne Hornblende entwickle. Damit würde es übereinstimmen, dass sich aus den rhombischen Pyroxenen, die durchaus die gleichen Umwandlungen erleiden, wie der Diallag, stets dunkel gefärbte Amphibole entwickeln, wenn Hypersthen, hellgrüner Strahlstein, wenn recht helle Bronzite oder Enstatite ursprünglich vorhanden waren. In manchen Gesteinen bleiben die

eigenthümlichen mikrolithischen Interpositionen des Diallags in den neugebildeten Amphibolen vollkommen nach Substanz und Anordnung erhalten, in andern und zwar ganz besonders häufig in den sog. Saussüritgabbros, deren Diallag zu Smaragdit umgewandelt wurde, verschwinden diese Interpositionen mehr oder weniger vollständig und statt ihrer finden sich dann regellos eingestreut Rutilkörner und -Krystalle, nicht selten auch Titanitkörnchen. Die Structur des Diallags verschwindet vollkommen, sobald die neugebildeten Amphibole einigermassen breitstenglig sind, dagegen bleibt beim Smaragdit, natürlich makroskopisch, die Theilbarkeit nach Querfläche und Augitprisma oft recht schön erhalten. — Man hat mehrfach beobachtet, dass da, wo mit dem Diallag primärer und secundärer Amphibol in Verwachsung auftritt, diese beiden sich in einer oder der andern Eigenschaft, wie Farbe, Auslöschungsschiefe, Pleochroismus u. s. w. unterscheiden, oder dass z. B. die primäre Hornblende Magnetitinterpositionen enthält, die secundäre nicht.

Die mechanischen Deformationen, welche der Diallag erkennen lässt, werden bei der Structurlehre der Gabbro-Gesteine zur Besprechung gelangen.

Von rhombischen Pyroxenen treten in den Gabbro-Gesteinen sowohl Hypersthen, wie Bronzit auf. Beide zeigen fast stets mehr oder weniger vollkommenen Idiomorphismus gegenüber den Plagioklasen, wenn auch scharfe Ecken und Kanten ziemlich selten sind. Ihre Formen sind diejenigen kurzer, gedrungener Säulen, deren Durchschnitt wegen der herrschenden Pinakoide angenähert quadratisch ist. Nur wo der Hypersthen genetisch mit Olivin verbunden ist, oder doch wenigstens denselben umhüllt, pflegt ihm jede Andeutung von krystallographischer Abgrenzung gegen den Plagioklas zu fehlen. Hypersthen und Bronzit, beziehungsweise Enstatit sind hier nur nach Farbe und Pleochroismus unterschieden; und zwar sind die deutlich pleochroitischen Vorkommnisse als Hypersthen bezeichnet. — Über die sogenannte Mikrostructur der rhombischen Pyroxene, sowie über ihre Umwandlung in Bastit vgl. Bd. I. S. 396. Die Verwachsungen mit und die Umwandlung in Amphibol sind die gleichen, wie bei Diallag. Letztere wurde zuerst von Becke beobachtet, dann auch von Williams. Eine Smaragditbildung aus Bronzit oder Hypersthen kennt man jedoch nicht. Dunkler Magnesiaglimmer ist oft in regellos begrenzten Lappen dem Bronzit, wie dem Diallag eingewachsen, kommt dagegen im stark pleochroitischen Hypersthen

nur selten vor; auch dieses Mineral wird von manchen Autoren für secundär gehalten.

Neben den mit den Pyroxenen innig verbundenen Amphibolen treten verschiedene Glieder dieser Gruppe auch oft selbständig in Gabbro-Gesteinen auf; am häufigsten eine grüne bis braungrüne, auch braune Hornblende, durch welche die Übergänge in Augitdiorite, Syenite und andere saurere Gesteine vermittelt werden. Nach Chelius umschliesst solche Hornblende in Odenwälder Gabbros schmale, schwarze, sich unter 30° oder 60° schneidende Säulchen, die im auffallenden Lichte metallischen Glanz und lebhaften Schiller zeigen. Tief rothbraune Hornblende erscheint gern in den durch ihren stark pleochroitischen Hypersthen ausgezeichneten skandinavischen und canadischen Noriten, so auch in dem Gabbro von Le Prese im Veltlin u. a. O. Wo solche rothbraune Hornblende sich findet, umgiebt sie gern mantelartig den Olivin, wenn dieser im Gestein vorkommt, oder sie setzt sich rosettenartig um Ilmenit und andere Eisenerze. — Sehr hellgrüner, strahlsteinartiger Amphibol tritt in vielen feldspatharmen oder feldspathfreien, pikritischen Facies von Gabbros und Noriten auf. — Die grüne Hornblende scheint verhältnissmässig leicht in Chlorit mit Epidot und Calcit zersetzt zu werden; eine Umwandlung derselben in grünen Glimmer beschreibt Kloos aus Gabbro von Kastel im Wiesenthal, Schwarzwald.

Der neben Diallag und rhombischen Pyroxenen oft accessorisch vorhandene Glimmer ist zumeist ein brauner, dem Anschein nach normaler Biotit; er bildet gewöhnlich unregelmässige Blättchen, die in allen Gemengtheilen eingewachsen sind oder die sich auch sehr oft rosettenartig um Eisenerze herum lagern. Sehr selten nimmt er die Form hexagonaler Tafeln an. Zwillingsbildungen nach dem Glimmergesetz sind selten zu erschliessen aus dem Pleochroismus oder den lamellar wechselnden Interferenzfarben zwischen gekreuzten Nicols. Eine Umwachsung des Glimmers durch Hornblende erwähnt Vrbá aus Gabbro vom Lichtenau-Fjord in Grönland. Bei Zersetzungsvorgängen bleicht sich der Biotit stark und enthält dann oft einzelne Nadeln oder sagenitartige Gewebe von Rutil (Schmalenberg). — In pikritischen Gabbro- und Norit-Facies findet sich oft ein eigenthümliches glimmerartiges Mineral in breiten Blättchen, welches durch seinen starken Pleochroismus (rothbraun bis blutroth für die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen, hellgrün bis farblos für die dazu senkrechten Schwingungen) auffällt. Der Axenwinkel desselben ist stets klein.

Olivin ist auf bestimmte Glieder der Gabbro-Familie beschränkt; er bildet rundliche bis eckige Körner, welche oft eine gewisse Annäherung an idiomorphe Begrenzung, die wohl erst durch magmatische Resorption verloren ging, erkennen lassen; dass aber solche in ausgedehntem Masse vorkomme, das beweist die eigenthümliche und äusserst verbreitete Umrandung durch Hypersthen, braune Hornblende und Diallag, oder durch mehrere dieser Mineralien gleichzeitig. Im letzteren Falle liegt der Hypersthen dem Olivin zunächst; erst auf diesen folgt Hornblende oder Diallag. Seltener ist die Umwachsung durch Glimmer. Dass die Gabbro-Olivine oft sehr eisenreich sein müssen, beweist ihre nicht selten gelbe bis braune Farbe im durchfallenden Lichte und die massenhafte Ausscheidung von Eisenerzen bei beginnender Umwandlung.

Der Olivin umschliesst ausser den mit ihm associirten älteren Gemengtheilen, zumal Erzen und Spinelliden (Chromit, Picotit, Pleonast), gern Flüssigkeitseinschlüsse und eigenthümliche mikrolithische Interpositionen. Dieselben sind dunkelbraun bis opak, nadelförmig, oft gebogen und geknickt oder zu sternartigen Gruppen aggregirt. Seltener sind sie tafelförmig und ähneln dann einigermassen den Diallag- und Hypersthen-Einschlüssen. Sie scheinen auf den Hauptschnitten des Olivin zu liegen, also in drei zu einander senkrechten Ebenen, und häufen sich hier bisweilen so, dass der Olivin kaum durchsichtig ist. Es wird angegeben, dass sie sich in Salzsäure lösen und Judd behauptet, dass auch diese Einschlüsse in den tertiären Hebriden-Gabbros an tiefere Theile der Massen gebunden seien.

Die normale atmosphärische Umwandlung des Olivin führt entweder zu Serpentin oder zur Bildung von Eisenoxyden. Aus dem Serpentin entwickelt sich anscheinend unter gewissen geologischen Verhältnissen auf metamorphem Wege wieder ein brauner Glimmer. Durch die mit der Serpentinisirung des Olivin verknüpfte Volumzunahme werden die an den Olivin angrenzenden Gemengtheile, zumal Plagioklas, zersprengt und von radial divergirenden Sprüngen durchzogen. — Andere Umwandlungsvorgänge der Olivine, wobei Amphibolmineralien, Granat und Spinell entstehen, sind zweifellose Dynamometamorphosen und werden an späterer Stelle behandelt werden.

Unter den Eisenoxyden scheint Titaneisen und titanhaltiges Magneteisen entschieden zu herrschen, wie sich aus der Häufigkeit der Umrandung dieser Mineralien durch Leukoxen

(Titanit) ergiebt. Die Neubildung von Anatas bei der Umwandlung von Ilmenit glaubt Verf. bei Gabbro-Geschieben der norddeutschen Tiefebene beobachtet zu haben. Öberg und Svedmark beobachteten Graphit in Gesellschaft von Eisenerzen im Gabbro von Radmansö. — Nach Judd wies Buchanan vermittelst der Andrew'schen Methode in Gabbros der westschottischen Inseln auch gediegenes Eisen als Gemengtheil nach, woraus man wohl auf sehr bedeutende Tiefen als Ort der Gesteinskrystallisation würde schliessen können, wenn dasselbe nicht durch Reductionsprocesse secundär entstanden ist. — Magnetkies, der durch seinen Nickelgehalt hohe technische Bedeutung gewinnen kann, ist oft in Gabbro-Gesteinen in kleinen Blättchen eingesprengt, oder in grösseren Massen an dieselben gebunden. — Auffallenderweise scheinen manchen Gabbro-Gesteinen die Eisenerze mehr oder weniger vollständig zu fehlen, und zwar immer dann, wenn diese reich an Pyroxen sind und demzufolge die Plagioklase nur in rundlich-eckigen Individuen in dem Diallag oder Hypersthen eingeschlossen sind. Das erinnert an ganz ähnliches Verhalten mancher Diorite.

Chromit oder Picotit in braun durchsichtigen Oktaëdern oder rundlichen Körnern ist oft recht reichlich den verschiedensten Gabbro-Gesteinen beigemengt und liegt dann in allen beliebigen Gemengtheilen eingeschlossen. Die Vorkommnisse der Gegend von Harzburg liefern gute Beispiele, ebenso manche skandinavische, wie Nartelge in Schweden, Harvik auf Sorö im nördlichen Norwegen u. A. — Ein grüner Spinell, den auch Törnebohm und Neef schon beobachteten, scheint zumal olivinreiche Gesteine zu lieben; er ist bald in guten Krystallen (Skurruvaself im Kirchspiel Grogn in Norwegen), bald in unregelmässig begrenzten lappigen Partien (Store Bekkafjord im nördlichen Norwegen) ausgebildet und hier vielleicht secundär.

Apatit hat bald die normale Form langsäulenförmiger, quergegliederter Krystalle, bald bildet er angenähert eiförmige, abgerundete Individuen. Die letztere Form scheint an dynamometamorphe Facies vorwiegend gebunden zu sein.

Zirkon kommt in den durchaus normalen Gabbros wohl nur sehr vereinzelt vor. Wo dieselben jedoch geologisch mit Graniten und Dioriten oder anderen saureren Tiefengesteinen verknüpft sind, ist er ebenso vorhanden, wie in diesen. Harzburg, Modauthal im Odenwald, Ivrea in Piemont, Le Prese im Veltlin liefern die besten Beispiele. Spärlich fand er sich in metamorphen Facies des

Gabbro von Nartelge, bei Gilford, N. H., Prato bei Florenz und an der Riviera di Levante.

Der Quarz ist dem typischen Gabbro im frischen Zustande fremd. Es sind wiederum die an Granite gebundenen Vorkommnisse, die ihn führen; er wird dann gern von Orthoklas begleitet und hat genau die Eigenthümlichkeiten des Granitquarzes. So beobachtete ihn schon Streng an der Baste und am Schmalenberg, so findet er sich bei Ivrea u. a. O. — De la Vallée-Poussin und Renard beobachteten den Quarz in einem Gabbro von Hozémont in Belgien neben Serpentin, dessen Entstehung aus Olivin sie für wahrscheinlich halten; er soll in diesem Gestein merkwürdigerweise auch Glaseinschlüsse führen. — Bei dynamometamorphen Vorgängen in Gabbro-Gesteinen aller Art bildet sich Quarz nicht allzuselten und kann in solchen Fällen eigenthümlich granophyrische Verwachsungen mit Plagioklasen eingehen, so im Gabbro-Diorit von Sjugare, Leksand, Dalekarlien.

Granat als accessorischen Gemengtheil eines normalen Gabbro von Böhrigen erwähnt Dathe; die Anwesenheit dieses Minerals ist sonst im Gabbro unverkennbar an Umwandlungsvorgänge gebunden.

Classification der Gabbrogesteine.

Man trennt die Gesammtheit der Gabbro-Gesteine nach dem neben basischem Plagioklas herrschenden Bisilikat zunächst in die eigentlichen Gabbros, d. h. Plagioklas-Diallag-Gesteine, und in die Norite, d. h. Plagioklas-Bronzit oder -Hypersthen-Gesteine; innerhalb der Gabbro- und Norit-Reihe unterscheidet man die olivinfreien und olivinhaltigen Glieder als Gabbro und Olivingabbro, Norit und Olivinnorit. Alle diese Gesteinsgruppen, sowie eine beträchtliche Anzahl von Zwischen- und Nebenformen sind nicht nur geologisch oft auf das Innigste miteinander verbunden, sondern auch durch die allmähligsten Übergänge in ihrer mineralogischen Zusammensetzung enge verknüpft.

Die eigentlichen Gabbros im ideal reinen Zustande würden aus basischem Plagioklas, Diallag, Titan- oder Magneteisen und etwas Apatit bestehen. Solche reine Typen kommen in Ligurien, auf Anglesey (Tynewidd), in Skandinavien u. a. O., aber doch im Ganzen recht selten vor. Meistens ist neben dem Diallag auch ein rhombischer Pyroxen vorhanden, durch dessen Zunahme die Übergänge in Norite vermittelt werden; ebenso Olivin, der zu

den Olivingabbros, Hornblende und Biotit, die zu den Dioriten hinüberführen. Hierher gehören, um einige der wichtigsten Vorkommnisse zu erwähnen, die „grünen Gabbros" von Volpersdorf, die Gabbros von Oderen im Oberelsass, Ehrsberg, Häg und Kastel im südlichen Schwarzwald, Cap Lizard in Cornwall, von der Küste von Ayrshire in Schottland, von den westschottischen Inseln. Tschermak beschrieb einen Gabbro vom Wolfgangsee bei Ischl und ist geneigt, auch den Sillit Gümbel's vom Sillberge bei Berchtesgaden hierher zu stellen. Die weite Verbreitung der Gabbros in Skandinavien und Finnland, die wir besonders durch die Arbeiten von Törnebohm, Wiik, A. Sjögrén, Gylling, Helland, Hagge, Philippson kennen, bedingt die Häufigkeit dieser Gesteine unter den Glacialgeschieben der norddeutschen Tiefebene, welche von Heinemann, Lang, Liebisch, Neef beschrieben wurden. Die Gabbros des Banats, Bosniens, der Herzegowina, des Balkan, von Samothrake und Chalcidice wurden von Koch, v. John, Niedzwiedzki und Becke, südafrikanische von Setigalanga von Cohen, ostafrikanische von Monrovia von Lenz, solche von Luzon von v. Drasche (Insel Luzon, Wien 1878) studirt. Die schönen Gabbros von New Hampshire wurden von G. Hawes, canadische von F. Adams, spanische von Macpherson untersucht.

Eine ganz eigenartige Stellung haben die Gabbros der Gegend von Harzburg, welche geologisch zum Brockengranitit gehören und über deren mannichfache Ausbildung wir besonders durch Lossen (cf. Granit) und Streng unterrichtet sind. Neben den sehr allgemein vorkommenden Übergängen in Olivingabbros, Norite (Enstatitfels), Olivinnorite, Forellensteine und Serpentine ist es hier besonders das Auftreten sehr biotitreicher Varietäten, die dann gern Augit statt Diallag führen, und zugleich quarzhaltig werden, welche das Interesse beanspruchen. Lossen hat diese Gesteine Biotit-Augit-Gabbro genannt und fand sie sowohl im Radauthale, wie in dem nördlichsten Ausläufer der Randzone an der östlichen Peripherie des Brockenmassivs. — Eine ähnliche Mannichfaltigkeit der mineralogischen Ausbildung zeigen die von Chelius besprochenen Gabbros des nördlichen Odenwalds in dem Gebiet zwischen dem Westabfall des Gebirges und dem Modauthale. Neben normalem Gabbro treten Olivingabbro, Olivindiallag-Gesteine, Serpentine, plagioklasreiche Eisenerze, sehr hypersthenreiche Varietäten auf und andererseits verläuft der normale Gabbro zufolge Ersetzung des Diallag durch Hornblende in Hornblendegabbro, der von

normalem Diorit um so weniger zu unterscheiden ist, als auch mit diesem mineralogischen Wechsel der Eintritt der Dioritstructur verbunden ist. — Nach der Schilderung von CAPELLINI müsste auch der sogenannte Oligoklasit (Bombicci) vom Monte Cavaloro im Reno-Thale bei Bologna ähnliche Verhältnisse zeigen, denn neben den in den Sammlungen verbreiteten, olivinhaltigen und hypersthenreichen Varietäten erwähnt der genannte Forscher Ausbildungsformen, die er direct mit Tonalit und Banatit vergleicht. Auch bei Le Prese im Veltlin und an einigen piemontesischen Fundorten scheint Ähnliches vorzukommen. — Man möchte dasselbe von den Vorkommnissen der Küste von Labrador nach den vorliegenden Beschreibungen vermuthen.

In ganz besonderer Schönheit sind saure und basische Glieder der Gabbro-Reihe nach der Schilderung IRVING's in den tieferen Theilen des Eruptiv-Complexes der Keweenah Series am Lake Superior entwickelt. Er unterscheidet neben normalem und Olivingabbro einen Orthoklas-führenden Gabbro, welcher stets olivinfrei ist, einen saueren Plagioklas (Oligoklas) führt, bedeutende Quantitäten grosser Apatitkrystalle, titanreiches Eisenerz enthält und sich durch leichtere Zersetzbarkeit seiner Feldspathe, sowie durch allgemeine Amphibolitisirung seiner Pyroxene charakterisirt. Hierher scheinen auch die von STRENG beschriebenen Gesteine von Duluth, Minnesota, zu gehören. Als weitere Ausbildungsformen nennt er Hornblende-Gabbro, der neben Diallag reichlich braune Hornblende, etwas Orthoklas und primären Quarz führt (Gesteine, die PUMPELLY Augit-Diorite genannt hatte) und ein fast nur aus Anorthit bestehendes, nur kleine Mengen von Olivin und Diallag enthaltendes Gestein, welches gangförmig oder in eckigen Massen im normalen Gabbro auftritt. Nach IRVING's Darstellung sind diese Gabbro-Gesteine effusiv und wären also streng genommen nur Tiefenfacies von Ergussgesteinen, wie die von JUDD beschriebenen tertiären Hebriden-Gabbros und nach der Darstellung der österreichischen Geologen die Flyschgabbros Bosniens und der Herzegowina[1].

---

[1] LACROIX beschreibt einen Anorthitgabbro mit deutlich erkennbaren dynamometamorphen Erscheinungen, in welchem neben Titanit auch Idokras als primärer Gemengtheil vorkommt. Wollastonit erscheint secundär. Er selbst parallelisirt das Gestein mit einem von CROSS (T. M. P. M. 1880. III. 377) als Plagioklas-Pyroxen-Gestein beschriebenen krystallinen Schiefer von Roguédas. Auch das Auvergner Gestein, welches LACROIX als Gabbro bezeichnet, kann nach den Angaben von GONNARD (Bull. Soc. min. Fr. 1883. VI. 5) zu der Formation der krystallinen Schiefer gehören.

Gewissermassen in der Mitte zwischen dem normalen Gabbro und dem Olivingabbro stehen weitverbreitete Gesteine, die Törnebohm in Schweden Hyperite genannt hat. Dieselben enthalten Hypersthen oder Bronzit und Olivin in solcher Form, dass mit Zunahme des Olivin die Menge des Hypersthen abnimmt, so dass also die Summe dieser beiden Gemengtheile eine annähernd constante ist. Diese Gesteine erleiden in Schweden und anderen Gebieten eigenthümliche Metamorphosen, die an späterer Stelle zur Besprechung gelangen werden. Die genannte Wechselbeziehung zwischen Hypersthen und Olivin ist jedoch an vielen, von keinerlei durchgreifender Metamorphose berührten Localitäten, so auch an den für Deutschland wichtigsten schlesischen Vorkommnissen nachweisbar.

Für die Olivingabbros aller Vorkommnisse ist gegenüber den normalen Gabbros eine gewisse Summe von Eigenschaften charakteristisch, unter denen einerseits die Abneigung gegen saussüritische Umwandlung der Feldspathe und smaragditische Umwandlung der Pyroxene auch unter Verhältnissen, wo diese in den olivinfreien Gesteinen sich vollzog, andererseits die starken Schwankungen in den relativen Quantitäten der wesentlichen Gemengtheile hervorzuheben sind. Es entwickeln sich demnach aus dem typischen, von basischem Feldspath, Diallag, Olivin und Eisenerz gebildeten Gestein durch Zurücktreten oder Verschwinden des Pyroxens die sogenannten Forellensteine, durch mehr oder weniger vollständiges Verschwinden des Feldspaths Peridotite, durch gleichzeitige starke Abnahme oder vollständigen Austritt von Feldspath und Diallag reine Olivin- oder Serpentingesteine, durch starkes Überwuchern der Eisenerze Massen von Titaneisen, Magneteisen oder Chromeisen, deren Zugehörigkeit zu Gabbros durch beigemengte Reste eines oder mehrerer der normalen Gemengtheile Plagioklas, Olivin oder Pyroxen dargethan wird. Weitere Modificationen werden durch Eintritt von Amphibol an die Stelle von Pyroxenen und Übergänge in die Norite durch Überwuchern der rhombischen Pyroxene gegenüber dem Diallag bedingt. — Neben den wesentlichen Gemengtheilen treten gewissermassen stellvertretend dieselben Mineralien ein, welche bei dem olivinfreien Gabbro genannt wurden.

Der Olivingabbro scheint fast verbreiteter zu sein, als der olivinfreie. So findet er sich als sogenannter schwarzer Gabbro in engem geologischem Verbande mit dem olivinfreien bei Volpersdorf und Hausdorf, übergehend in Forellensteine, Peridotite und Serpen-

tine; er begleitet den Gabbro des Harzes mit der gleichen Faciesbildung, ebenso denjenigen des nördlichen Odenwaldes und Piemonts. Der Olivindiabas Cossa's von Mosso gehört hierher. Bei Penig finden sich olivinreiche neben olivinfreien Gabbros, ebenso im Veltlin. In Skandinavien und daher im norddeutschen Glacialdiluvium, in Canada, in den Vereinigten Staaten, in Alemtejo tritt er in derselben Gesellschaft auf. Manche Vorkommnisse dieser Gegenden, zumal ein Gestein von Mount Addison, könnten geradezu als Mustertypen nach Zusammensetzung und Structur bezeichnet werden. — Neben den früher bereits erwähnten Fundstellen findet sich nach Wichmann's Darstellung auch auf dem Viti-Archipel die ganze Reihe der Gabbros von augitdioritischen Facies bis zu den Peridotiten. — Durch ihren normalen, keineswegs diallagähnlichen Augit zeichnen sich das Monzoni-Vorkommniss und viele von den Hyperiten Törnebohm's aus. — In der Flyschzone Bosniens, auf den Hebriden und bei Carlingford in Irland geht die Reihe nach dem sauren Pol nur bis zum Gabbro, nach dem basischen bis zu den Peridotiten.

Die hier Norit und Olivinnorit genannten Felsarten umfassen die sonst als Hypersthenfels, Hypersthenit, Enstatitfels oder Protobastitfels bezeichneten Gesteine der Gabbroreihe, in denen neben dem basischen Plagioklas irgend ein rhombischer Pyroxen den hervorragendsten Gemengtheil bildet. Neben diesem pflegt Diallag constant vorhanden zu sein, wie denn auch Biotit, Hornblende und die sonst bei Gabbro genannten Gemengtheile nicht fehlen. Der früher von Esmark und Scheerer in anderem Sinne gebrauchte, aber kaum in die petrographische Nomenclatur aufgenommene Namen wurde diesen Gesteinen wegen ihrer Verbreitung im skandinavischen Norden gegeben. Einzelne der Norite Esmark's und Scheerer's sind allerdings auch Norite in dem hier gebrauchten Sinne. — Die Norite und Olivinnorite treten zumeist nur in enger geologischer Verbindung mit Gabbros auf und theilen deren geologische Stellung vollständig. Zu den früher schon genannten Vorkommnissen sind noch einzelne norwegische Localitäten, Rasvagg auf Hitteroe, Levanger, Vesle-Grube und Graahoerne in Espedalen, Egersund, deren Bestimmung ich z. Th. Herrn Prof. Stelzner verdanke, hinzuzufügen. Einen Norit von Sundalsören in Norwegen verdanke ich Herrn Prof. Törnebohm. — Ausserordentlich schöne Repräsentanten dieser Gruppe sah ich in Edinburgh bei Herrn Cadell; sie stammten von Kirkhill, 3 Miles NW. von Ellen und von Towie Wood, 6 Miles NW. Ellen in Aberdeenshire. — Von aussereuropäischen Vorkommnissen seien ausser

früher genannten Shipshaw in Canada, Cruger's Station am Hudson und Pasilian in Sumatra genannt. In allen diesen Gesteinen ist der rhombische Pyroxen ein tiefgefärbter und stark pleochroitischer Hypersthen. — Einen eisenärmeren Bronzit führt das von Stelzner (Berg- und Hüttenmänn. Ztg. XXXVI. No. 11. 1877 und Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 623) als Bronzitgabbro beschriebene, accessorisch braunen Biotit führende Gestein von der Cevia-Grube bei Varallo im Sezia-Thale. Dasselbe enthält spärlich nickelhaltigen Magnetkies, welcher zuweilen auf Spalten des einen oder andern Gemengtheils, mit Vorliebe aber an der Peripherie der Bronzitindividuen erscheint. — Auch Wiik beschrieb neben andern Gabbro-Arten (Glimmergabbro als Facies von. Glimmersyenit, Gabbro-Diorit) einen Bronzitgabbro von Kaitais und einen Olivinnorit von Kuisaari-hoolme im östlichen Finnland.

Enstatit oder Bronzit charakterisirt auch die mit Granitit verbundenen, von Streng als Protobastitfels zuerst beschriebenen Norite und Olivinnorite des Harzes, sowie die als Facies von Quarzdiorit auftretenden Vorkommnisse von Klausen in Südtyrol. An beiden Orten führen diese Gesteine, d. h. die olivinfreien Glieder, auch saurere Feldspathe als Labrador und gelegentlich nicht unbeträchtliche Mengen von Quarz. Letzterer fehlt auch manchen Noriten mit Hypersthen nicht ganz, so einem Gestein vom Flekkefjord in Norwegen, von Natal und Goenoeng Bessi in Sumatra und den noritischen Facies der Gabbros von Ivrea in Piemont.

Wie weit die berühmten „Labradorfelse" und „Anorthosite" Norwegens und Canadas zu den Noriten, beziehungsweise zu den Gabbros gehören, und eigenthümliche, vielleicht dynamometamorphe Facies derselben darstellen, lässt sich heute wohl noch nicht mit voller Sicherheit entscheiden.

Es wurde an früherer Stelle bereits erwähnt, dass Chelius in den Odenwälder Gabbros plagioklashaltige Eisenerzmassen als eigenthümliche Ausbildungsformen dieser Gesteine in der Umgebung des Frankensteins auffand. Dieselben scheinen unbedeutende Analoga zu den zuerst von A. Sjögrén (G. F. i Stockholm Forhdl. 1874. III. 42—62) beschriebenen, dann von Törnebohm (ibid. V. No. 69. 610—619) in ihren Beziehungen näher beleuchteten Eisenerzen von Taberg zu sein. Dieselben bilden eine olivin- und magnetitreiche Facies des Hyperits, mit welchem sie durch Übergänge derart verbunden sind, dass die Erzmasse nach dem Hyperit hin etwas Pyroxen und Granat, der Hyperit nach der Erzmasse hin Magnetit und

dunklen Olivin aufnimmt. Im centralen Theil ist die von A. Sjögren als Magnetit-Olivenit bezeichnete Erzmasse arm, im peripherischen reich an Plagioklas, dessen dünne Tafeln unter sich und mit der Erzgrenze parallel liegen. Der Hyperit von Taberg in Smaaland bildet eine linsenförmige Einlagerung im Gneiss, welche massig im Centrum, nach der Peripherie schiefrig und amphibolitisch wird. Es ist das der später zu besprechende Vorgang der Hyperit-Dioritbildung. Ganz ähnliche Eisenerzmassen finden sich auch sonst mit den schwedischen Hyperiten verbunden, so bei Laanghult, Landvogtei Kronsburg und Ransberg, Landvogtei Skaraborg. — Die grösste Analogie mit diesen schwedischen Eisenerzmassen zeigt das von Wadsworth (Bull. of the Museum of Comparative Zoology. Harvard College, Geolog. Series vol. I. 183—187 und Proceed. Boston Soc. of nat. hist. 1881. XXI. 195) mikroskopisch untersuchte Magneteisenerz von Cumberland in Rhode Island. Auch hier liegt ein stellenweise plagioklasreiches Gemenge von Olivin und Magnetit vor. — In dieselbe Kategorie hinein wird man wohl die von H. Reusch (G. F. i Stockholm Förhdl. 1878. IV. No. 49) besprochenen Titaneisenmassen in dem Labradorfels von Sogndal im südlichen Norwegen rechnen dürfen. Man hat es anscheinend mit oft recht grossartigen älteren und daher basischeren Ausscheidungen aus einem Eruptivmagma zu thun, wie solche auch in den saureren Tiefengesteinen vorkommen.

Die peridotitischen Gesteine der Gabbroreihen werden unter den geologisch selbständigen Peridotiten ihre Besprechung finden.

Der überaus reiche mineralogische Wechsel in der Gabbroreihe wird in ähnlicher Weise, wie dieses bei dem Granit angedeutet wurde (S. 36), seine Erklärung z. Th. in einer durch die Krystallisationsgesetze des Gesteins und accessorische Momente bedingten Schlierenbildung, z. Th. darin seine Erklärung finden, dass bei rasch sich folgenden successiven Ergüssen in immer wieder sich neu öffnende Spalten und Hohlräume immer tiefere und damit specifisch schwerere Theile des Eruptivmagmas zur Förderung nach oben gelangten.

Structurformen der Gabbrogesteine.

Wenngleich im Allgemeinen die Structurformen der Gabbro-Gesteine denselben generellen Charakter tragen, wie diejenigen der übrigen Tiefengesteine, so sind dennoch manche, z. Th. noch nicht einer befriedigenden Erklärung fähige Abweichungen zu constatiren.

Sucht man bei den Gabbro-Gesteinen die Reihenfolge der Mineralausscheidungen festzustellen, so ergiebt sich sofort und mit Sicherheit, dass auch hier die Erze, der Apatit, Zirkon, die Spinellide und der Olivin, soweit diese Mineralien primär sind, zuerst zur Ausscheidung gelangten, wenn schon ausnahmsweise selbst in den Olivin hinein der basische Plagioklas mit idiomorpher Begrenzung hineinragt. Vergleicht man alsdann das Verhalten der beiden wichtigsten Gemengtheile, der Pyroxene und Plagioklase, so scheint auf den ersten Blick der Plagioklas in mehr idiomorpher Gestaltung entwickelt zu sein, während der Diallag in den meisten Fällen nur die zwischen den Plagioklas-Individuen befindlichen eckigen Räume zu erfüllen scheint. Demnach wäre der Plagioklas älter als Diallag. Nun wurde schon oben auf mehrere Vorkommnisse hingewiesen, wo dieses Verhältniss nicht statt hat, wo vielmehr der Diallag entschieden idiomorph ist gegenüber dem Feldspath. Man wird also genöthigt, ein gewisses Schwanken in der Reihenfolge der Ausscheidungen anzunehmen. Geht man diesen Beziehungen des Weiteren nach, so lässt sich bald constatiren, dass in den pyroxenreichen Gesteinen und in den, auch bei den Gabbros verbreiteten, basischeren und älteren Ausscheidungen der Diallag um so mehr idiomorph gegen den Feldspath entwickelt ist, je grösser seine Menge ist. So findet man in den älteren basischen Ausscheidungen, wie sie bei Hausdorf in Schlesien, in der Serra de Zebro in Alemtejo, auch bei Harzburg sehr schön vorkommen, den Feldspath als eine Art Zwischenklemmungsmasse; in den etwas diallagärmeren Gabbro-Arten von Schlesien, dem Harz, Odenwald u. s. f. bildet er dagegen rundlich eckige Körner, die nicht zwischen Diallag, sondern in annähernd ganz idiomorphen Diallag-Individuen eingeschlossen oder halb eingeschlossen liegen — ein Verhältniss, wie es sich entwickeln müsste, wenn die Diallagbildung früher begonnen und länger gedauert hätte als die Feldspathbildung. Und so findet man mit der wechselnden Menge von Diallag und Plagioklas alle Übergänge durch eine solche Verbindung dieser beiden Gemengtheile, dass sie sich gegenseitig beschränken, also gleichzeitig entstanden zu sein scheinen, bis zu derjenigen, wo der Diallag als eine Art Kitt die Plagioklase zusammenhält. Für die Beurtheilung dieser Beziehungen ist jedoch noch ein anderes Moment in Betracht zu ziehen. Kein anderes Tiefengestein besitzt die bei Graniten erwähnte und als nothwendig vorhanden abgeleitete roh centrische Structur in höherem Grade als der Gabbro. Um die unzweifelhaft ältesten

Gemengtheile, Erze und Olivin setzen sich die jüngeren oft geradezu concentrisch an. Nun trifft man ja allerdings in dem diallagarmen Forellensteine den Olivin natürlich sehr häufig von Plagioklas eingeschlossen; aber selbst hier und ganz allgemein in den normalen Gesteinen setzt sich doch um Eisenerz zunächst Glimmer, Hornblende und Hypersthen, dann erst Plagioklas an und um den Olivin durchaus unveränderter Gabbros, die keinerlei durchgreifende Metamorphose wahrnehmen lassen, finden sich Hypersthen-, Amphibol- und Diallagrinden, auf welche dann erst der Plagioklas folgt. Die Erscheinung ist so allgemein, dass es keiner Angabe besonderer Fundorte bedarf. Innerhalb des genannten Kreises von Umrindungen liegen der Hypersthen dem Olivin, der Diallag dem Plagioklas am nächsten, so dass die Reihenfolge also Olivin, Hypersthen, Hornblende, Diallag wäre (Taf. II Fig. 1). Dieser Sequenz steht allerdings die Thatsache entgegen, dass auch der Diallag nicht selten Hypersthenrinden besitzt und dass diese beiden Substanzen in lamellarer Durchdringung überaus oft auftreten. Man wird demnach wohl ein richtiges Bild von dem Gefüge des Gabbros haben, wenn man die gewohnte Reihenfolge von 1) Erz, Apatit, Zirkon, 2) Olivin, 3) Bisilikate und Glimmer, 4) Feldspathe auch hier als vorhanden annimmt, allerdings eigenthümlich modificirt in vielen Fällen durch die überwiegende Menge und früh beginnende Ausscheidung der fast stets sehr basischen Plagioklase.

Dass diese Auffassung eine mehr oder weniger zutreffende sei, scheint sich mir des Weiteren aus folgenden zwei Thatsachen zu ergeben. Bei den Noriten, also diallagarmen und hypersthen- oder bronzitreichen Gesteinen, ist der Idiomorphismus der rhombischen Pyroxene gegenüber dem Feldspath fast ausnahmslos ein ausgesprochener, d. h. die Krystallisationsperioden der mehr oder weniger reinen Mg-Fe-Silikate und der Feldspathe, d. h. der Ca- und eventuell Alkali-Silikate liegen weiter auseinander, als diejenigen der Mg-Fe-Ca-Silikate und reinen Kalk- oder Kalkalkalisilikate. — Sowie endlich die Gesteine saurer werden, Alkalifeldspathe und Quarz in ihnen zur Entwicklung gelangen, so entspricht nahezu ausnahmslos der Grad von Idiomorphismus der einzelnen Gemengtheile sehr genau der oben gegebenen Krystallisationsreihenfolge.

Es muss betont werden, wenngleich sich keine plausible Erklärung dafür darzubieten scheint, dass die bei saureren Tiefengesteinen so oft deutlich erkennbare und eigentlich naturnothwendige miarolitische Structur den normalen Gabbro-Gesteinen bis auf

die leiseste Spur zu fehlen scheint. Nur bei quarzhaltigen Ausbildungsformen finden sich gelegentlich schwache Andeutungen derselben.

Auch die porphyrartige Structur, soweit sie als eine primäre angesehen werden muss, scheint den normalen Gabbro-Gesteinen durchweg zu fehlen. Mir ist kein einziger Fall vorgekommen, wo dieselbe aufträte, wenn ich von den porphyritischen Ausbildungsformen der noritischen Facies der Klausener Quarzglimmerdiorite absehe. Das scheint auf äusserst ruhige Krystallisation der Gesteine und wohl auf sehr tiefen Bildungsort hinzuweisen.

Übergänge in Diabasstructur, oder ophitische, wie sie von französischen und neuerdings auch von deutschen Petrographen wohl genannt wird, sind bekannt und sogar nicht allzuselten. Beispiele liefern die oben genannten Localitäten, deren Plagioklase die Form schmaler Leisten annehmen und deren monoklinem Pyroxen der Diallaghabitus mehr oder weniger fehlt; in Deutschland besonders Volpersdorf und Harz. Auch bei dem durch seine schönen Labradorkrystalle ausgezeichneten, an eisenhaltigen Silikaten sehr armen, den Olivingabbros und Olivinnoriten zuzuzählenden „Labradorfels“ von Kamenni Brod ist die Structur nach Angaben von Tarassenko „ophitisch“.

Dass die richtungslose Structur der Gabbrogesteine in eine nach gewissen räumlichen Dimensionen geordnete durch die Bildungsverhältnisse des Gesteins selbst übergehe, ist sehr selten. Es hat das seinen Grund wohl vorwiegend in dem auffallend äquidimensionalen Habitus der Gemengtheile. Nur bei feinkörnigen und gangförmigen Gabbros (Ekersund) findet sich wohl eine auffallende Anordnung der pyroxenischen Gemengtheile in parallelen Ebenen, die durch Abkühlungsbedingungen und Bewegungsphänomene in dem krystallisirenden Magma bedingt sein dürfte, jedenfalls aber wohl schwerlich eine mechanische ist. — Für Kugelstructur in Gabbro scheint nur ein Beispiel bekannt zu sein, dasjenige des Nickelerzreichen Gabbros von dem Romsaas in Askirn, Smaalenene in Norwegen. Die concentrisch-dickschaligen, in den Dimensionen von der Grösse einer Haselnuss bis zu der einer kleinen Cocusnuss wechselnden Kugeln bestehen aus grünlichbraunem Hypersthen in einer hellgefärbten Grundmasse von hellröthlichbraunem Labrador, grünlichgrauem Oligoklas, Blättchen eines braunen, selten grünen Glimmers und gelegentlich etwas Magnetkies. Dieser Kugelgabbro ist nur wie eine verhältnissmässig dünne Kruste über den ganzen Romsaas

ausgebreitet; einzelne Kugeln kommen auch inmitten des sonst richtungslosen Gesteins in grösserer Tiefe vor. In kleiner Anzahl sind die Kugeln im Innern des Gabbro auch radialstrahlig struirt und bestehen dann aus nelkenbraunem Hypersthen vom Aussehen des Anthophyllits; derselbe wird von Glimmerblättchen durchwoben (cf. L. Meinich, Über das Vorkommen von Nickelerz in Smaalenene. Nyt Magazin för Naturvid. Kristiania. 1878. XXIV. 125—137).

Mechanische oder dynamometamorphe Structuren sind kaum in einem anderen Gestein schöner als im Gabbro. Da dieselben aber zumeist mit durchgreifenden Veränderungen im mineralogischen Bestande des Gesteins verknüpft sind, finden sie ihre Besprechung passend im folgenden Abschnitt.

Metamorphe Phänomene in und an den Gabbrogesteinen.

Die bei den saureren Tiefengesteinen mehrfach erörterten mechanischen Deformationen von den gebogenen und zerbrochenen, auch gegen einander verworfenen Zwillingslamellen der Plagioklase, nebst häufiger undulöser Auslöschung dieses Minerals und einer offenbar secundären Zwillingslamellirung an, wie sie z. B. in seltener Schönheit die sog. Eukrite von Store Bekkafjord auf Seiland, die Gabbros und Norite von dem Romansfjord und Bergfjordsvand im nördlichen Norwegen, von der Ha-Ha-Bay in Canada, in mehr oder weniger deutlicher Weise so ziemlich alle Vorkommnisse zeigen, bis zu randlichen Zertrümmerungen nicht nur des Feldspaths, sondern auch des Diallags, Hypersthens oder Bronzits und der Hornblende, wie sie sich zumal an den Harzer Gesteinen vom Schmalenberg und Wintersberg, an den nordamerikanischen Gabbros und Noriten der Cortlandt Series am Hudson und von den Gwynn Falls bei Baltimore studiren lassen, und endlich bis zu vollständiger Zermalmung, wie sie die Gabbros der sächsischen Granulitformation stellenweise besitzen, pflegen in der Gabbro-Familie mit besonderer Deutlichkeit hervorzutreten. Diese mechanischen Deformationen bedingen nicht nur häufig ein pseudoporphyrisches Gewebe, sondern ertheilen den Gesteinen im Dünnschliff oft den Anschein einer Art Fluidalstructur (Flasergabbros), die in Wirklichkeit nur eine Abart der Druckschieferung ist. Zumal die Gabbros von der Höllmühle bei Penig sind sehr lehrreich und typisch in dieser Beziehung. Zugleich mit der randlichen Zertrümmerung der grossen Feldspathe und peripherisch amphibolitisirten Diallagkörner vollzieht sich oft eine, nur bei krystallinen Schiefern sich sonst findende überaus innige

Mischung und Durchdringung der abgelösten Körnchen von Plagioklas und der Amphibolsäulchen und Blättchen. Auch hier zeigen sich bei den Anfangsstadien solcher Kataklasstructur regellose Sprünge, die oft in auffallend constanter Richtung oder mit geringer Ablenkung durch die verschiedensten Gemengtheile hindurchsetzen, in die Spaltrisse dieser überspringend, wo sie dieselben unter sehr spitzem Winkel schneiden (Ekersund); mit diesen mechanischen Klüften stehen Flüssigkeitseinschlüsse von auffallend gestreckter Form und durch Capillarcanäle mit einander verbunden, in reihenförmiger Anordnung in naher Beziehung. Verfolgt man derartige Klüfte im Gesteinsdünnschliffe unter geeignetem Heben und Senken des Tubus, so findet man auf denselben, soweit sie im Feldspath verlaufen, gar oft winzige, sehr hellgrünliche Körnchen und Blättchen von hoher Lichtbrechung und starker Doppelbrechung, die einem Pyroxen (Epidot?) anzugehören scheinen (Egefjord); sobald die Klüfte in Diallag eintreten, sind sie mit bisweilen äusserst kleinen hellgrünen Blättchen von geringerer Doppelbrechung bekleidet, die sich nicht selten zu wohl erkennbaren Amphiboltafeln oder Säulen vergrössern (Ehrsberg). Das sind die ersten Anfänge einer dynamometamorphen Faciesbildung in Gabbro-Gesteinen, die zu den fesselndsten und wichtigsten Phänomenen der Petrographie gehört, und welche für die Lehre von den krystallinen Schiefern von kaum schon absehbarer Wichtigkeit ist. Man wird schwerlich eine grössere Suite von Präparaten aus Gabbro-Gesteinen durchstudiren, ohne bald die überzeugendsten Beweise dafür zu finden, dass die Amphibolitisirung der Diallage, Hypersthene und Bronzite nicht ein Act der atmosphärischen Verwitterung, sondern ein Act dynamometamorpher Gesteinsumwandlung ist.

Nun ist es eine sehr alte geologische Erfahrung, die jede neue Untersuchung bestätigt, dass durchaus normale Gabbros kernartig von einer Schale von Amphiboliten, Amphibolschiefern, dioritischen Schiefern und ähnlichen Gesteinsformen umhüllt werden, in welche sie bald sehr rasch und auf kurzer Entfernung, bald sehr allmählig übergehen. Diese Thatsache wurde, um nur durch mikroskopische Untersuchung gestützte Beobachtungen der Neuzeit anzuführen, ganz gleichmässig von Törnebohm, Becke, Lehmann, Traube, Williams u. A. constatirt, in ihrer ganzen geologischen Tragweite wohl zuerst von J. Lehmann hingestellt. Dass die Amphibolite und Gabbro-Gesteine derartiger Vorkommnisse eine geologische Einheit bilden und dass diese beiden Extreme durch die vollkom-

men nachweisbaren allmähligsten Übergänge der Structur und des mineralogischen Bestandes verknüpft sind, wird von keinem Beobachter bestritten. Nur die Deutung ist eine verschiedene. Die einen sehen in dem Amphibolit das normale und ursprüngliche, in dem Gabbro das abnorme und entwickelte Glied der Reihe. Ihnen läge der wohl kaum zu führende Nachweis ob, nicht nur, dass Amphibol sich in Pyroxen molekular umsetzt, dass aus einem feinen Feldspathaggregat gewissermassen durch randliche Assimilation einheitliche Individuen werden können, sondern auch, dass die ganze Reihe der andern, sogleich zu besprechenden Veränderungen des Olivin, Ilmenit u. s. w. rückläufig vorstellbar sei. Und selbst dann würde die Vergleichung der sogenannten Saussüritgabbros eine solche Deutung sehr unwahrscheinlich machen. Die andern halten die hier gegebene Darstellung, wonach der Gabbro oder Norit das ursprüngliche Gestein der Amphibolit eine dynamometamorphe Facies desselben ist, für die richtige. Eine gewissermassen vermittelnde Ansicht spricht Becke (T. M. T. M, 1883. V. 173) aus: „Vielleicht hat man es in den Gabbro-Gesteinen, die einerseits vollkommen die massige, richtungslos körnige Structur von Eruptivgesteinen besitzen, andererseits durch petrographische Übergänge und geognostische Verknüpfung mit unbezweifelt sedimentären, krystallinen Schiefern, namentlich Hornblendeschiefern verbunden sind, mit derartigen Eruptivgesteinen zu thun, die zu einer älteren Zeit entstanden, mit den noch unfertigen Schiefern zu einem Ganzen sich vereinigten.“ Diese Auffassung steht und fällt natürlich mit den Worten „unbezweifelt sedimentär“.

Die Übergänge und Zwischenglieder zwischen dem Gabbro, Olivingabbro und Norit einerseits, den Amphiboliten andererseits sind an verschiedenen Localitäten ziemlich verschieden ausgebildet. Der eine Typus wird dargestellt durch die von Törnebohm als Gabbro, Diorit und Hyperit-Diorit bezeichnete Gesteinsreihe.

Das von Törnebóhm Hyperit genannte, zwischen Gabbro und Norit mitten inne stehende Gestein tritt im Gebiet des Magnetitgneisses in Wermland auf einer breiten Zone vom N.-Ufer des Wener-Sees bis an die norwegische Grenze als Gang, langgezogenes Massiv und als concordant den Gneissplatten eingeschaltetes Lager auf. Als Typus desselben wird ein Vorkommen von Ölme bei Kristinehamm betrachtet, welches in deutlich gabbroartigem Gefüge aus basischem Plagioklas, Augit, Hypersthen, Olivin, Ilmenit und etwas Apatit besteht. Die relativen Mengen von monokli-

nem und rhombischem Pyroxen schwanken stark und mit der Menge des vorhandenen Hypersthen steht diejenige des Olivin in umgekehrtem Verhältniss. Die grösseren Intervalle der Plagioklas-Individuen werden von den Pyroxenen, die kleineren z. Th. von Quarz, z. Th. von einem, wahrscheinlich dem Orthoklas zuzuzählenden Mineral erfüllt. Der Augit erhält durch Interpositionen oft den Habitus des Diallag, doch liegen diese nicht auf (100), wie bei Diallag, sondern auf (001). Um den Ilmenit trifft man Hüllen von braunem Glimmer. Der bald farblose, bald durch Interpositionen braun gefärbte Olivin scheidet, auch ohne Serpentinbildung, Eisenerze auf den Spalten aus. Um den Olivin herum legen sich da, wo sich derselbe mit Plagioklas berührt, zunächst eine farblose radialfasrige Zone aus Tremolit, dann eine äussere, ebenfalls mehr oder weniger deutlich radiale Zone von grüner Hornblende. Diese Zonen bilden sich nicht zwischen Olivin und Pyroxen; vielmehr beobachtet man dort, wo sich Pyroxen keilförmig zwischen Plagioklas und Olivin drängt, dass die farblose Zone allein sich um den Olivin fortsetzt, während die grüne Zone zwischen Pyroxen und Plagioklas liegt. Doch keilen sich beide bald aus. Im verwitterten Gestein ist der Olivin selbst innerhalb der farblosen Tremolitzone normal zu Serpentin umgewandelt. Um den Ilmenit und seinen Glimmermantel bildet sich ebenfalls eine grüne Amphibolzone, nirgends die helle Tremolitzone. Ob diese Zonen durch das ganze Gestein hin sich um Olivin und Ilmenit gebildet haben, oder aber ob vollkommen normale Varietäten vorkommen, ist aus Törnebohm's Darstellung nicht zu ersehen. Wo nun dieser Hyperit an den Gneiss angrenzt, und da, wo derselbe stark von quarzerfüllten Spalten durchzogen wird, ist der Hyperit in ein oft sehr granatreiches Gestein von der Zusammensetzung, aber allerdings nicht von der Structur des Diorit umgewandelt (Taf. II Fig. 2). Diese Umwandlung vollzieht sich sehr rasch, so dass z. B. in zwei Fuss Entfernung von den Spalten das Gestein noch die oben beschriebene Zusammensetzung hat, nur dass die Zonen um Olivin und Ilmenit etwas breiter sind. Bei weiterer Annäherung an diese Spalten oder an den Gneiss werden die Zonen immer breiter und es tritt Granat darin auf. Einen Fuss von der Spalte weg ist der Olivin vollständig verschwunden; an seiner Stelle liegt ein Aggregat aus schwach schmutziggelben stengligen oder fasrigen Individuen (Tremolit), die aus der Entwicklung der inneren hellen Zonen um den Olivin hervorgingen, während die äussere grüne Zone durch einen Rahmen aus Hornblendekörnern

ersetzt ist. Äusserer Rahmen und inneres Aggregat sind nicht scharf von einander abgegrenzt und in diesen Amphibolhaufen liegen Granatkörner. Gleichzeitig ist der Augit in eine grüne feinkörnige Hornblende, oft mit guter Erhaltung der ursprünglichen Augitinterpositionen übergegangen. Auch um die Ilmenitkörner hat sich brauner Glimmer und Granat gelegt; nie um gelegentlich vorhandenen Pyrit. In diesem Stadium ist der Plagioklas ziemlich wohl erhalten. Dicht neben der Spalte sind die grünen Hornblende-Aggregate noch stärker entwickelt, das helle Tremolitcentrum derselben mehr oder weniger vollständig verschwunden, die Granate in grösseren Individuen ausgebildet, der Augit ganz oder bis auf unbedeutende Reste amphibolitisirt, und der braune basische Plagioklas in ein körniges Aggregat von frischem farblosen, durch HCl nicht zersetzbaren saureren Plagioklas und Quarz übergeführt. Braune Glimmerblättchen liegen im Feldspath und in den Hornblende-Aggregaten. Diese Grenzfacies ist es, die Törnebohm Hyperit-Diorit nennt, die man vielleicht bezeichnender Hyperit-Amphibolit nennen würde. Dieser ganze Vorgang ist nicht ein zufälliger, sondern findet sich allenthalben und jedesmal, wo sich Hyperit und Magnetitgneiss berühren und wo der Hyperit von Quarzgängen durchzogen wird. — Ganz dieselben Veränderungen, die sich im Liegenden oft bis zur Bildung von sogenannten Dioritschiefern und Amphibolgneissen steigern, beobachtet man an andern Hyperiten Wermlands, an gewissen diesen Hyperiten sehr nahe stehenden, nur Diallag statt Augit enthaltenden, dem Magnetitgneiss von Westgothland concordant eingeschalteten Gabbro-Gesteinen, und an Ganggesteinen des östlichen Wermland, die sich von dem Hyperit dadurch unterscheiden, dass sie keinen Olivin führen und statt des stark pleochroitischen Hypersthen einen fast farblosen Bronzit neben Augit enthalten. In den amphibolitischen Facies dieses letzteren Gesteins bildet sich niemals Granat. — Im Gneiss von Radmansö bei Nartelge in der Provinz Upland bildet der durch seinen Anorthit bekannte, daher auch Eukrit genannte Gabbro[1] ein gewaltiges Massiv. Dieser Gabbro ist überaus mannichfach mineralogisch ausgebildet; er zeigt Übergänge in eigenthümliche Hornblende-Pikrite, deren

[1] Über die verschiedenen Gabbro-Varietäten dieser Localität in ihrer räumlichen Vertheilung und ihren Beziehungen zu einander, sowie zu den krystallinen Schiefern, welchen sie eingebettet sind, zumal die Hornblendegneisse und Diallaggneisse, machte Svedmark eingehende Mittheilungen. Dieselben wurden mir zu spät bekannt, um hier noch berücksichtigt werden zu können.

Olivin matte Flecke auf der Spaltfläche des grünen, aktinolithischen Amphibol bildet, und in Diorite mit saureren Plagioklasen und Quarz. Die letzteren, als Gabbro-Diorite sehr passend bezeichnet, sind Grenzfacies gegen den Gneiss. Auch wo in diesem Gabbro und seinen dioritischen Facies Olivin auftritt, zeigt er die gleichen Umwandlungsphänomene, wie sie im Hyperit beschrieben wurden.

Die im Obigen nach Törnebohm's Darstellung geschilderten Phänomene erleiden natürlich gelegentlich gewisse Modificationen; so sei erwähnt, dass in den Hyperit-Dioriten sich gelegentlich Epidot reichlich aus dem Plagioklas entwickelt (Tryksände), dass in den aus Ilmenit hervorgegangenen Amphibol- und Glimmeraggregaten Rutil zur Ausbildung gelangen kann (ebenda), dass Granat, wo er sich in den Ilmenit- und Olivinzonen einstellt — und er ist gelegentlich allein vorhanden — sehr oft stenglige Structur selbst besitzt oder dadurch zu besitzen scheint, dass er von kolben- und schlauchförmigen Individuen eines stark licht- und doppelbrechenden grünlichen Minerals (Augit?) durchwachsen wird, dass sich um Olivin und Ilmenit bisweilen nicht eine farblose, sondern eine grobstenglige Zone eines grün und roth pleochroitischen monoklinen Pyroxens (Hedenbergit?), dann Granat, dann bräunlicher Amphibol, oder wohl auch sofort Granat legt (Dillingsö bei Moss in Norwegen). Adams, der diese Erscheinungen an sog. Anorthositgesteinen des Saguenay-Flusses studirte, glaubt als innere Zone Hypersthen annehmen zu sollen, sieht aber in dem ganzen Phänomen einen magmatischen Vorgang (Amer. Naturalist 1885. November). — In vorzüglicher Schönheit sind diese Olivinzonen in den Olivingabbros von Burgstall bei Pfaffenbeerfurth im Odenwald, und weniger auffallend an manchen Varietäten von Le Prese zu beobachten.

Sehr nahe hiermit übereinstimmende Beobachtungen machte Becke an den in Amphibolite übergehenden, gelegentlich Rutil führenden Olivingabbros vom Loisberge bei Langenlois in Niederösterreich. Der Olivin ist hier von einer strahligen Rinde gegen den Feldspath (Bytownit) hin umgeben, die sich in drei Partialzonen zerlegt: eine innerste farblose, die mit der von Törnebohm eventuell als Tremolit gedeuteten übereinstimmen dürfte; eine mittlere bräunliche, sehr feinfasrige, scharf gegen die innerste abgegrenzt, in die dritte nach aussen verlaufend. Diese dritte äusserste, blassgrüne Schale ist mehr körnig bis schuppig und gleichfalls stark doppelbrechend. In der Nähe der zweiten Schale ist sie reich an

stark lichtbrechenden Körnchen und Nädelchen, welche mit dem Material der mittleren Partialzone identisch zu sein pflegen. Nach aussen wird das Gefüge dieser äussersten Schicht lockerer und die Körnchen und Schüppchen, die sie bilden, drängen sich in die Sprünge und Interstitien der Feldspathe ein. Auch hier findet sich die Veränderung nur dort, wo der Olivin an Plagioklas grenzt, sie fehlt an den Berührungsstellen mit Diallag. Eine Dreitheilung dieser Zonen um Olivin beobachtete ich auch an einem Hyperit-Diorit von Rattsjö in Wermland; hier ist wieder die innerste Zone farblos, die mittlere aber trübe gelbgrün, die äussere blaugrün. — In stärker veränderten Gesteinen von Langenlois, deren Feldspath zu einem feinkörnigen Aggregat zerquetscht ist, ist der Olivin vollständig umgewandelt; die peripherischen Theile bestehen aus einem kleinkörnigen dunkelgrünen Aggregat, welches nach innen ziemlich unvermittelt in ein divergentstrahliges Aggregat von Hornblendeprismen übergeht, denen Chloritschuppen oft beigemengt sind. Diese ist aktinolithisch und weit heller, als der gleichzeitig aus Diallag entstandene Amphibol*. In der oft kaum 3 cm breiten Zone, wo der körnige Gabbro in dünnschiefrigen Amphibolit übergeht, werden diese Olivinpseudomorphosen elliptisch, flachen sich mehr und mehr ab und zugleich wird der Feldspath immer feinkörniger, bis man schliesslich ein schiefriges, aus abwechselnden, flach lenticulären Flasern von Hornblende und Feldspath bestehendes Gestein vor sich hat. — Auch in dem Gabbro des sächsischen Granulit von den Vier Linden bei Rosswein treten analoge Olivinpseudomorphosen auf, in denen bald noch ein Olivinkern vorhanden, bald jede Spur von Olivin verschwunden ist. Auch hier besteht das Umwandlungsproduct aus zwei Zonen. Die dem Olivin nächste Zone. also auch der Kern der vollendeten Olivinpseudomorphosen, ist bräunlich und besteht unter dem Mikroskop aus farblosen Anthophyllitstengeln, denen einige Erzkörner beigemengt sind, die äussere Zone besteht aus grüner Hornblende ohne Magnetit und ist feinkörnig. Die Hornblende-Individuen sind im Querschnitt scharf sechsseitig (110, 010); ihnen sind spärlich kleine gründurchsichtige. unregelmässige Körnchen beigemengt, die das Verhalten eines Spinells zeigen. Wo in der Pseudomorphose noch ein Olivinkern enthalten ist, ragt der Anthophyllit bisweilen direct in diesen hinein, bisweilen aber liegt auch zwischen dem Olivinkern und dem Antho-

* Bonney scheint diese Umwandlung von Olivin in Amphibol schon im Gabbro von Coverack Cove, Cornwall, beobachtet zu haben.

phyllit eine Zone von zertrümmertem Olivin in kleinkörnigen Aggregaten, die sich trumförmig in den compacten Olivinkern hineinziehen. Ganz ebenso verhält sich der Feldspath. Soweit er von Amphibolprismen durchspickt ist, erscheint er zertrümmert und auch hier gehen solche Adern zertrümmerten Feldspaths in den compacten Feldspath hinein. Mit diesen mechanischen Phänomenen hat, wie Becke gewiss mit Recht betont, die oft wahrnehmbare Serpentinisirung der Olivinreste und die Klinochlorbildung in den Hornblendezonen nichts zu thun. Das sind normale Phänomene der atmosphärischen Verwitterung. — Fügt man die Umbildung des Diallag zu Amphibol und die bisweilen zu constatirende Durchwachsung des Feldspaths mit Augit neben Amphibol hinzu, welche Becke auch an dem Smaragditgabbro zwischen Rehberg und Gneixendorf und zwischen Langenlois und Mittelberg in Niederösterreich constatirte, so hat man auch das Bild für die Amphibolitbildung des Peniger Gabbro. Für alle diese Vorkommnisse ist gegenüber den Hyperit- und Gabbro-Dioriten Törnebohm's die von Sachse auch analytisch nachgewiesene Thatsache charakteristisch, dass der zertrümmerte Feldspath dieselbe Zusammensetzung behält, wie der compacte des nicht dynamometamorphen Gesteins.

Nach den Beschreibungen von Williams ist auch der im Glimmerschiefer und Gneiss der Gegend von Baltimore auftretende Gabbro, welcher schöne noritische und peridotitische Facies hat, derart mit Amphiboliten vergesellschaftet, dass beide Gesteine eine untrennbare geologische Einheit bilden. Der Feldspath des Gabbro ist Bytownit, ebenso derjenige des Amphibolit oder beide Feldspathe weichen doch nur sehr wenig von einander ab. In den olivinreichen Varietäten ist der Feldspath Anorthit und zeigt hier eine zeolithische Zersetzung. Der Übergang aus Gabbro in Amphibolit ist ein durchaus allmähliger; die Pyroxene wandeln sich in Amphibolaggregate um, die ebenso, wie dieses vom Olivin beschrieben wurde, innen farblos, aussen grün sind. Mit fortschreitender Umwandlung der Pyroxene geht eine Zertrümmerung der Feldspathe unter nicht seltener Epidotbildung an den Rändern gegen den Amphibol hin Hand in Hand.

Durch solche, auch bei den Hyperit- und Gabbro-Dioriten gelegentlich zu beobachtende Epidot- oder Zoisitbildung stehen die bisher besprochenen dynamometamorphen amphibolitischen Gabbrofacies in einer gewissen Verbindung mit den sogenannten Saussüritgabbros des Fichtelgebirges, der Alpen, Piemonts, Corsicas und des

skandinavischen Nordens. Allerdings sind nicht alle Saussüritgabbros aus Gabbro, sondern zum grossen Theil aus Diabasen hervorgegangen, was bei der so überaus ähnlichen chemischen und mineralogischen Constitution von Gabbro und Diabas leicht erklärlich ist, wenn man beide Gesteine den gleichen geologischen Processen unterworfen denkt. Dass die Saussüritgabbros jedenfalls unter Mitwirkung dynamischer Vorgänge aus Gabbro entstanden sind, geht deutlich hervor aus den allgemein nachweisbaren Phänomenen einer deutlichen Kataklasstructur und den gleichzeitig oft zu constatirenden Resten der ursprünglichen Gemengtheile und Structur. Es sind mir keine Saussüritgabbros bekannt geworden, in denen Olivin als ursprünglicher Gemengtheil sicher nachweisbar gewesen wäre. Die Umwandlung des Diallags in Aktinolith oder Smaragdit ist durchaus analog der Umwandlung desselben Minerals oder seiner pyroxenischen Vertreter in den amphibolitisirten Gabbros; nur kommt hier wohl häufiger die Neubildung von Rutil und von Granat in Begleitung der Amphibolparamorphose vor. Das Distinctive und Charakteristische der Saussüritgabbros gegenüber den amphibolitisirten liegt in dem Gange der Feldspathveränderung. Nicht nur die Form des ursprünglichen Plagioklas wird hier zerstört, sondern es wird die Substanz desselben durch Zoisit, Epidot, Granat, gelegentlich unter gleichzeitiger Entwicklung eines sauren Plagioklas und hie und da vielleicht etwas Quarz oder auch Calcit, ersetzt, wie oben beschrieben wurde. Die Albitbildung zeigen besonders schön die Saussüritgabbros von Corsica, Ytterö und Röraas. Schieferstructur kann mit diesem Vorgange zur Entwicklung gelangen oder nicht.

Eine ganz eigenthümliche, in ihren Entstehungsbedingungen noch nicht mit Sicherheit erkannte Modification von Gabbro tritt im südlichen Norwegen zwischen den Städten Langesund und Risör mehrfach in Begleitung von Apatitgängen auf und findet sich eben allenthalben nur an der Grenze von normalem Gabbro gegen die genannten Gänge. Diese Modification wurde zuerst von Brögger und Reusch (Z. D. G. G. 1875. XXVII. 646—700) als „gefleckter Gabbro“ beschrieben. Michel-Lévy erkannte dieses Gestein im Wesentlichen richtig als ein Gemenge von Skapolith und Amphibol, welchem neben den gewöhnlichen accessorischen Gemengtheilen auch Titanit (es scheint in Wirklichkeit häufiger Rutil zu sein) beigemengt ist (Bull. Soc. min. 1878. I. 43—46 und 79—81). Dass dieses eigenthümliche Gestein eine blosse Grenzfacies des normalen dunklen skandinavischen Gabbros gegen die Apatitgänge ist und sich aus

diesem allmählig entwickelte, wurde bereits von den ersten Beschreibern mit Sicherheit erkannt und ergiebt sich aus den gelegentlich vorhandenen Diallagresten in der schwach pleochroitischen braungrünen Hornblende, wie aus der hie und da zu beobachtenden Beimengung von Plagioklas in den Skapolithaggregaten. Auf mechanische Ursachen weist vielleicht das begleitende Auftreten eines leicht zu Grus zerreiblichen Gabbrogesteins hin, welches von den Apatitgräbern als „Sandberg" (Sandstein) bezeichnet wird. Interessant ist die Beobachtung von Fouqué und Michel-Lévy, wonach aus dem Schmelzfluss dieses Skapolith-Amphibol-Gesteins ein Labrador-Augitgestein krystallisirt (Bull. Soc. min. 1879. II. 105—113).

Über die metamorphosirenden Wirkungen der Gabbro-Gesteine auf die von ihnen berührten Sedimente liegen bis dahin kaum sichere verwendbare Angaben vor, welche sich auf mikroskopische Untersuchungen stützten. Doch weiss man mit Sicherheit, dass diese Einwirkungen durchaus analog sein werden denjenigen der saureren Tiefengesteine, da z. B. am Harz die Contactzone der Schiefer und Grauwacken am Brockengranitit ununterbrochen auch um die diesem Granitit geologisch äquivalenten Gabbro-Gesteine sich fortsetzt. — Ähnliche Verhältnisse dürften nach der Darstellung von Verbeek auch an einzelnen Punkten (Siboemboen-Gebirge) in West-Sumatra herrschen.

I. f. Die Familie der Diabasgesteine.

Literatur.

A. D'Achiardi, Diabase e diorita dei monti del Terriccio e di Riparbella, prov. di Pisa. Soc. Tosc. Sc. Nat. 28. Juni 1885.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geol. Survey for 1882.

Sam. Allport, On the diorites of the Warwickshire coalfield. Q. J. g. S. 1879. XXXV. No. 139. 637—642.

G. Angelbis, Petrographische Beiträge. Inaug.-Diss. Bonn. 1877.

G. Attwood, A contribution to South American geology, with an Appendix by T. G. Bonney. Q. J. g. S. 1879. XXXV. No. 139. 582—590.

Ch. Barrois, Recherch. sur les terr. anciens des Asturies et de la Galice. Lille. 1882.

— Sur un filon de gabbro, falaise de la Mort-Anglaise (Finistère). Bull. soc. géol. Fr. (3). VI. 1878. 178.

Fr. Becke, Die Gesteine Griechenlands. T. M. P. M. 1878. I. 485.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe district. Washington. 1882.

H. Blanck, De lapidibus quibusdam viridibus in saxo rhenano, quod vocatur Grauwacke, repertis. Bonae. 1865.

T. G. Bonney, Note on the microscopic structure of some Welsh rocks. Q. J. g. S. 1878. XXXIV. No. 133. 144—146.

W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin för Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

— Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania. 1882. 311 sqq.

H. Bücking, Die Diabase des Wollenbergs in: H. Spranck: Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Marburg. 1878.

Salv. Calderon y Arana, Rocas eruptivas de Almadén. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1884. XIII.

— Ofita de Trasmiera (Santander). Ibid. 1878. VII.

S. Calderon y Arana y Franc. Rodriguez Quiroga, Erupcion ofitica de Molledo, Santander. Ibid. 1877. VI.

A. Cathrein, Proterobas von Leogang. L. J. 1883. II. 183.

C. Chelius, Die Quarzite und Schiefer am Ostrand des rheinischen Schiefergebirges und deren Umgebung. Marburg. 1881.

E. Cohen, Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bay im südöstlichen Afrika. II. Jahresbericht der Hamburger geographischen Gesellschaft. Hamburg. 1876.

E. Cohen, Über die sogenannten Hypersthenite von Palma. L. J. 1876. 747—752.
— Über einige Vogesengesteine. L. J. 1883. I. 201.
Alf. Cossa, Sulla massa serpentinosa di Monteferrato, Prato. Bollet. Comit. geol. Italia. 1881. No. 5 u. 6.
K. Dalmer, Erläuterungen zu Section Planitz-Ebersbrunn der geologischen Specialkarte von Sachsen. Leipzig. 1885.
Ed. S. Dana, Trap rocks of the Connecticut Valley. Proceed. Americ. Assoc. for the advancement of science. Hartford Meeting. Aug. 1874.
J. Fr. E. Dathe, Mikroskopische Untersuchungen über Diabase. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 1—40.
— Diabas im Culm bei Ebersdorf in Ostthüringen. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1881. Berlin. 1882.
— Die Variolit-führenden Culm-Conglomerate bei Hausdorf in Schlesien. Jahrb. k. k. preuss. geolog. Landesanst. für 1882. Berlin. 1883. 228—262.
A. Delesse, Sur la variolite de la Durance. Ann. min. 1850. XVII. 116—131.
Corn. Doelter, Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzonigebirges in Tyrol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1875. XXV. 207—246.
— Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz. 1882.
R. von Drasche, Petrographisch-geologische Beobachtungen an der Westküste Spitzbergens. T. M. M. 1874. 261—266.
— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien. 1878.
F. Eichstädt, Om quartsit-diabaskonglomeratet från bladen Nydala, Vexiö och Karlshamm. G. F. i Stockholm Förhdl. 1885. VII. No. 95. 610—630.
— Om uralitdiabas, en följeslagaere till gångförmigt uppträdande småländska quartsporfyrer. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 700—716.
Ben. K. Emerson, On the dykes of micaceous diabase penetrating the beds of zinc ore at Franklin Furnace, Sussex Co., New Jersey. Amer. Journ. 1882. XXIII. No. 137. 376—380.
— The Deerfield Dyke and its minerals. Amer. Journ. 1882. XXIV. 195—202, 270—278, 349—359.
H. v. Foullon, Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.
Fr. Fouqué et A. Michel-Lévy, Notes sur les roches accompagnant et contenant le diamant dans l'Afrique australe. Bull. Soc. min. Fr. 1879. II. 216—228.
— Reproduction artificielle des diabases etc. C. R. 1881. XCII. 14 Avril. Bull. Soc. Min. Fr. 1886. IV. 275.
P. Frazer, On the traps of the mesozoic sandstone in York and Adams Counties, Pa. Second geol. Survey of Pa. 1874. C. 115—129. Harrisburg. 1876.
F. Frech, Untersuchungen über spanische Gesteine. (v. Lasaulx, Vorträge u. Mittheilungen. 1882. 63.)
Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the basin of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Trans. Roy. Soc. Edinburg. XXIX. 1. 1879.
— On the supposed precambrian rocks of St. Davids. Q. J. g. S. XXXIX. No. 155. 1883. 261—325.
Eug. Geinitz, Über einige Variolite aus dem Dorathale bei Turin. T. M. P. M. 1878. I. 136—153.
— Proterobas von Ebersbach u. Kottmarsdorf in d. Oberlausitz. Isis. 1878. III u. IV.

Eug. Geinitz, Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schlossbrunnen. Isis. 1886. Abhdl. 2.

V. Goldschmidt, Über Verwendbarkeit einer Kaliumquecksilberjodid-Lösung. L. J. 1881. B.-B. I. 179.

J. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad. L. J. B.-B. IV. 1885. 110—177.

A. von Groddeck, Zur Kenntniss einiger Sericitgesteine, welche neben und in Erzlagerstätten auftreten. L. J. B.-B. II. 72—138. 1882.

G. Gübich, Beiträge zur Kenntniss der niederschlesischen Thonschieferformation. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 691—734.

C. W. Gümbel, Die palaeolith. Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München. 1874.

— Geognostische Mittheilungen aus den Alpen. Sitzber. K. Bayr. Akad. Wiss. München. 1. März 1873. X. 14—88.

— Variolit von Berneck im Fichtelgebirge. L. J. 1876. 42.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors. 1880.

H. Haas, Beiträge z. Geschiebekunde d. Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel. 1885.

V. Hansel, Die Eruptivgesteine im Gebiete der Devonformation in Steiermark. T. M. P. M. VI. 53. 1884.

B. J. Harrington, Notes on a few dykes cutting Laurentian rocks more especially with reference to their microscopic structure. Canadian Naturalist. VIII. No. 6. 1877.

— Report on the minerals of the apatite bearing veins etc. Montreal. 1879.

G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 150—159.

— On a group of dissimilar eruptive rocks in Campton, New Hampshire. American Journal. XVII. Febr. 1879. 147—151.

— On the mineralogical composition of the normal mesozoic diabase upon the atlantic border. Proceed. U. S. National Museum. 1881. 129.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

Amund Helland, Mikroskopisk undersoegelse af en del bergarter i det nordlige Norge. Tromsoe Museums Aarshefter 1878.

R. Helmhacker, Über Diabas von Almaden. T. M. M. 1877. 13—17.

Gust. Herbst, Schöner Olivindiabas aus dem Diluvium der Egeln'schen Mulde. Leopoldina. Mai 1880. 77—80.

A. W. Howitt, Notes on the geological structure of North Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. 1877. Melbourne and London. 75—117.

R. D. Irving, On the paramorphic origin of the Hornblende in the crystalline rocks of the northwestern states. Amer. Journ. 1883. XXVI. No. 151. 27.

— The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey Monographs V. Washington. 1883.

C. v. John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien. 1880.

— Über die von H. Dr. Mähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.

— Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

Em. Kayser, Über die Contactmetamorphose der körnigen Diabase im Harz. Z. D. G. G. 1870. XXII. 103.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA

F. Klockmann, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408—416.

J. H. Kloos, Geognostisch-geographische Beobachtungen im Staate Minnesota. Inaug.-Diss. Berlin. 1877.

B. Kosmann, Geognostische Beschreibung des Spiemont bei St. Wendel. Verhdlg. des naturw. Ver. der preuss. Rheinlande u. Westphalens. 1869. XXVI. 239—298.

Bundjiro Koto, On some japanese rocks. Q. J. g. S. XL. No. 159. 1884. 431—457.

R. Küch, Beitrag zur Petrographie des westafrikanischen Schiefergebirges. T. M. P. M. 1884. VI. 93.

J. Kühn, Untersuchungen über pyrenäische Ophite. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 372.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausg. v. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen. 1879. 106—121

A. von Lasaulx, Beiträge zur Mikromineralogie. Pogg. Ann. CXLVII. 141—157 u. 283—306. 1871.

— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 230—261.

— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. Verhdlg. naturh. Ver. der preuss. Rheinl. u. Westph. XXXV. 1878.

— Petrographische Skizzen aus Irland. — T. M. P. M. 1878. 409—449.

R. Lepsius, Das westliche Süd-Tyrol. Berlin. 1878.

K. L. Th. Liebe, Die Diabase des Voigtlandes und Frankenwaldes. L. J. 1870. 1—20.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen Gesteine. Breslau. 1874.

F. Loewinson-Lessing, Die Variolite von Jalguba im Gouvernement Olonez. T. M. P. M. 1884. VI. 281—300.

K. A. Lossen, Über den Spilosit und Desmosit Zincken's, ein Beitrag zur Kenntniss der Contactmetamorphose. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 701—786.

— Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss des Harzes. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1880. Berlin. 1881.

— Diabase der Wieder Schiefer und ihre Contactbildungen in Blatt Harzgerode, Pansfelde und Wippra. Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Berlin. 1882 u. 1883.

— Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1883. Berlin. 1884 und ibidem für 1884. Berlin. 1885.

— Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten paläozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Sitzber. d. Ges. naturf. Freunde. Berlin. 1885. 29.

B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma. 1886.

J. Macpherson, Estudio geol. y petrogr. del Note de la prov. de Sevilla. Madrid. 1879.

— Descripcion de algunas rocas que se encuentran en le Serrania de Ronda. Madrid. 1879.

— Sobra los caracteres petrograficos de las ofitas de las cercanias de Biarritz. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1877. VI.

— Résumé d'une description des ophites et des téschénites du Portugal. Bull. soc. géol. Fr. (3). X. 289—295. 1882.

— De la posibilidad de producirse un terreno apparentemento triasico con los materiales de la Creta. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1879. VIII. 485.

J. Macpherson, Apuntes petrographicos de Galicia. Anal. Soc. Esp. hist. nat. X. 1881.
E. Mattirolo, Intorno ad alcune roccie della Valle del Penna nell' Apennino Ligure. Rendic. Accad. Lincei. 20 Juni 1886.
H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westphalen. T. M. M. 1877. 172—177.
A. Michel-Lévy, Note sur quelques ophites des Pyrénées. Bull. Soc. géol. Fr. (3). VI. 156—176. 1878.
— Mémoire sur la variolite de la Durance. Bull. Soc. géol. Fr. 1877. V. (3). 232—266.
— Structure et composition minéralogique de la variolite de la Durance. C. R. 5 février 1877.
— Sur les roches éruptives basiques cambriennes du Mâconnais et du Beaujolais. Bull. Soc. géol. Fr. (3). XI. 273—302.
H. Möhl, Diabas von Mentagarioni an der Südküste von Borneo. L. J. 1874. 790.
— Der Diabas vom Bielstein bei Brilon und sein Umwandlungsproduct. L. J. 1875. 710.
— Über Teschenite. L. J. 1875. 694—700.
— Die Eruptivgesteine Norwegens. Christiania. 1877.
C. A. Müller, Die Diabase aus dem Liegenden des ostthüringischen Unterdevons. Gera. 1884.
M. Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. XXXIV. 1882. 462—499.
Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.
Th. Petersen, Untersuchungen über die Grünsteine. L. J. 1872. 573.
Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. V. 1882. 131.
J. Arth. Phillips, On the so-called greenstones of Western Cornwall. Q. J. g. S. 1876. XXXII. No. 126. 155—180.
— On the so-called greenstones of Central and Eastern Cornwall. Q. J. g. S. 1878. XXXIV. 471—496.
— On the chimical and mineralogical changes which have taken place in certain eruptive rocks of North-Wales. Q. J. g. S. 1877. XXXIII. 423—429.
K. Preiss und K. Vrba, Über einige Mineralien aus dem Diabas von Kuchelbad. Sitzber. k. böhm. Ges. d. Wiss. 14. Nov. 1879.
G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geolog. Anst. 1884. VI. Heft 9.
Raph. Pumpelly, Metasomatic development of the copper bearing rocks of Lake Superior. Proced. of the American Academy of Arts and Sciences. XIII. 1878.
Franc. Quiroga, Ofita de S. Vicente de la Barquera (Santander). Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1885. XIV. 105.
— Noticias petrograficas. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1885. XIV. 94.
G. vom Rath, Der Monzoni im südöstlichen Tyrol. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde in Bonn. 8. März 1875.
— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 357—372.
A. Renard, Note sur la diabase de Challes. Bull. Acad. Roy. de Belgique. No. 8. 1878.
H. H. Reusch, Gang med hornblendeförende diabas paa Hovedöen. Geol. Notiser fra Kristianiaegnen. Nyt Mag. 1883. XXVIII. 2. 147.

C. Riemann, Über die Grünsteine des Kreises Wetzlar und einige ihrer Contacterscheinungen. Bonn. 1882.

C. E. M. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. T. M. P. M. 1885. VII. 1—63.

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contact-Metamorphose an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. Els. 1877.

— Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Mag. f. Naturv. XVII. 4. Christiania. 1882.

A. Rothpletz, Erläuterungen zu Section Frankenberg-Hainichen der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1881.

— Über Quarzdiabasporphyre im Silur zwischen Nossen und Niederwiesa. Z. D. G. G. 1878. XXX. 554—556.

Fr. Rutley, The eruptive rocks of Brent Tor and its neighbourhood. London. 1878.

Fr. Sandberger, Die krystallinischen Gesteine Nassaus. Vortrag in der mineralog. Section der Naturf.-Vers. zu Wiesbaden. 19. Sept. 1873.

Franz Schafarzek, Diabas von Doboj in Bosnien. F. K. 1879. IX. 439—442.

W. Schauf, Untersuchungen über nassauische Diabase. Inaug.-Diss. Leipzig. 1879.

Ad. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals und ihre Contacterscheinungen mit dem Lenneschiefer. Inaug.-Diss. Bonn. 1884.

Osc. Schilling, Die chemisch-mineralogische Constitution der Grünstein genannten Gesteine des Süd-Harzes. Göttingen. 1869.

E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen. 1878.

M. Schröder, Erläuterungen zu Section Falkenstein der geologischen Specialkarte von Sachsen. Leipzig. 1885.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

R. Senfter, Zur Kenntniss des Diabases. L. J. 1872. 673—699.

A. Sjögren, Om diamantfälten i Syd-Afrika. Geol. Fören. i Stockh. Förh. VI. No. 71. 1882. 10—27.

Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. cf. Bücking, L. J. 1879. 371.

Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig. 1871.

Aug. Streng, Über die krystallinischen Gesteine von Minnesota in Nord-Amerika. L. J. 1877. 41—56.

— Über einen apatitreichen Diabas von Gräveneck. XXII. Ber. d. Oberh. Ges. f. Nat.- und Heilk. 1883. 251—258.

Eug. Svedmark, Mikroskopisk undersökning af Uralitporphyr från Vaksala. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1876. No. 33.

— Bidrag till Kännedomen om Vestgötabergens Trapp. Upsala. 1875.

— Halle- och Hunnebergs Trapp, geognostiskt och mikroskopiskt undersökt. Sveriges geologiska undersökning. Stockholm. 1878.

— Proterobas i södra och mellersta Sverige. G. F. i Stockholm Förhandl. 1885. VII. No. 96. 689—699.

E. B. Tawney, Woodwardian Laboratory notes. North Wales rocks. Geol. Mag. 1880. (2). VII. No. 191 u. 196. 207—215 u. 452—458.

J. J. Harris Teall, On the chimical and microscopical characters of the Whin Sill. Q. J. g. S. 1884. XL. 640—657.

J. J. Harris Teall, Petrological notes on some North-of-England dykes. Q. J. g. S. XL. No. 158. 1884. 209—247.

— The metamorphosis of dolerite into hornblende-schist. Ibid. XLI. No. 162. 1885. 133—145.

A. E. Törnebohm, Über die wichtigeren Diabas- und Gabbro-Gesteine Schwedens. L. J. 1877. 258—274.

— Om Sveriges vigtigare Diabas- och Gabbro-Arter. Kong. Svenska Vetensk. Akad. Förhandl. XIV. No. 13. Stockholm. 1877.

— Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i Stockh. Förhdlg. 1883. VI. No. 84. 692—700.

— Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega-Exped. vetensk. Jakttag. IV. Stockholm. 1884.

— Några grönstenar från Spetzbergen. G. F. i St. Förhdl. 1875. II. No. 27. 543.

G. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien. 1869.

— Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. 111—112 u. 1875. 131—136.

Ch. Vélain, Notes géologiques sur la Sibérie orientale d'après les observations faites par M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3). XIV. 132—166.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwesen in Ned. O. Indië 1881.

— Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia 1883.

K. Vrba, Die Grünsteine aus der 1000-Meter Teufe des Adalbert-Schachtes bei Przibram. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen.

— Die Grünsteine des Przibramer Erzreviers. T. M. M. 1877. 224—242.

M. E. Wadsworth, Notes on the mineralogy and petrography of Boston and vicinity. Proceed. of the Boston Soc. of nat. history. XIX. May 1877. 217—237.

— Notes on the petrography of Quincy and Rockport. Ibid. XIX. 20 Febr. 1878. 309—316.

— Marblehead diabase. Harvard University Bull. 1882. No. 22. 359.

J. Clifton Ward, On the comparative rockstructure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.

W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Mongommery and West Shropshire. Q. J. g. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.

L. van Werveke, Rutil in Diabascontactproducten. Durch Diabas veränderte Schiefer im Gebiet der Saar und Mosel. L. J. 1884. II. 225.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

— Gesteine von Timor. Sammlungen des geolog. Reichsmuseum in Leiden. Leiden 1882 und No. 9 Leiden 1884.

F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. 1872. L. J. 1876. 203—210.

— Jakttagelse under en resa i östra Finland. Helsingfors. 1879.

— Undersökning af några diabas-arter i trakten omkring Helsingfors. Finska Vet. Soc. Förhandl. 1883. XXV. 25.

J. Eliot Wolf, The great dyke at Hough's neck, Quincy, Mass. Bull. Mus. compar. Zool. Harvard Coll. 1882. VII. No. 7. 231—242.

R. A. DE YARZA, Roca eruptiva de Motrico, Prov. de Guipuzcoa. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1878. VII.
— Las rocas eruptivas de Vizcaia. Madrid. 1879.
FERD. ZIRKEL, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 1 sqq.
— Die Structur der Variolite. Berichte d. k. sächs. Ges. d. Wiss. 21. Juli 1875.

Mineralogische Zusammensetzung der Diabasgesteine.

Die nach ihrem Mineralbestande recht mannichfache Reihe der Diabasgesteine nimmt durch ihre eigenthümlichen Structurverhältnisse und durch die bei denselben entschieden herrschende geologische Erscheinungsform als Lagergestein eine besondere Stellung unter den Tiefengesteinen ein. Diese Gruppe vermittelt in mancher Beziehung zwischen den typisch-stockförmigen Tiefengesteinen und den oberflächlichen Ergussgesteinen und participirt an den Charakteren beider. Mit den typischen Tiefengesteinen haben die Diabase gemeinsam das Herrschen rein chemischer Gesetze bei der Krystallisation des in ihnen zu geologischer Gestaltung gelangten Eruptivmagmas, die durchaus holokrystalline und hypidiomorph-körnige Structur. An die eigentlichen Ergussgesteine erinnern die gelegentlich vorkommende Mandelsteinstructur, die Häufigkeit von Glaseinschlüssen in den Gemengtheilen und die bei den dichten Abarten recht verbreiteten fluidalen Erscheinungen. Es bedarf nicht der Erwähnung, dass in keiner andern Abtheilung der intrusiven Gesteine die Abgrenzung von den effusiven Formen schwieriger, die Übergänge durch verbindende Glieder häufiger sind. Am deutlichsten spricht sich dieses Verhältniss wohl darin aus, dass wir in nahem geologischen Verbande mit Diabasen Tuffbildungen kennen — eine mit echter Tiefengesteinsnatur unvereinbare Thatsache. Es ist nicht schwer, die Erklärung für diese Verhältnisse darin zu finden, dass ein intrusives Gestein umsomehr die Charaktere eines Oberflächenergusses annehmen wird, je weniger mächtig die Bedeckung durch Schichtenmassen zur Zeit seiner Intrusion war, und dass ein Erguss am Meeresboden unter bedeutender Wasserbedeckung wohl auch den Habitus einer Intrusivmasse wird annehmen können. Man wird nun allerdings im Allgemeinen finden, dass die von Tuffen (Schalsteinen) begleiteten Diabase dichte Diabase sind, d. h. auch in ihrer Structur die Charaktere von Oberflächenergüssen haben, während die „körnigen Diabase“ mit deutlich hypidiomorph-körniger Structur der Regel nach nicht von Primärtuffen begleitet werden dürften; doch lässt sich im gegenwärtigen

Augenblick wohl noch nicht mit voller Sicherheit diese Regel als eine gemeingültige hinstellen.

Wir definiren die Diabasgesteine in normaler Ausbildung als intrusive, in Lager- oder Gangform auftretende, hypidiomorph-körnige, massige Gesteine von zumeist hohem, theilweise auch recht jugendlichem geologischen Alter, welche nach ihrem mineralogischen Bestande durch die Combination eines Kalknatronfeldspathes mit Augit als wesentlichste Gemengtheile charakterisirt sind. Zu diesen beiden Mineralien gesellt sich wohl ausnahmslos freies Metalloxyd, sei es in der Form des Magnetits, des Ilmenits oder dieser beiden gleichzeitig, und Apatit. In den älteren Definitionen der Diabase wird eines chloritischen Minerals als wesentlichen Gemengtheils gedacht; ich halte das nicht für richtig. Den frischen Diabasen fehlt dieser chloritische Gemengtheil oft vollständig oder erweist sich, wenn er vorhanden ist, so zweifellos secundärer Natur, dass ich glaube, in dieser allerdings sehr weit verbreiteten Substanz allenthalben ein späteres Umbildungsproduct sehen zu müssen. Dann aber kommt derselben nur eine pathologische Bedeutung zu, welche keine Berücksichtigung bei der Definition des normalen Gesteins verdient. — Die Anwesenheit eines Alkalifeldspaths, speciell des Orthoklases, neben den Kalknatronfeldspathen lässt sich nur in seltenen Fällen mikroskopisch nachweisen; doch lassen es die Bauschanalysen in vielen Fällen annehmen, dass ein solcher vorhanden sein müsse. — Nur für gewisse Abtheilungen der Diabase, nicht für die ganze Gruppe, sind die Mineralien der Hornblende- und Biotitreihe und der rhombischen Pyroxene, beziehungsweise ein Malakolith, sowie der Olivin und Quarz, als wesentliche Gemengtheile zu betrachten. — Der für die saureren Tiefengesteine und ihre basischen Facies so sehr charakteristische Zirkon fehlt den Diabasen fast vollständig. Überhaupt sind die Diabase arm an accessorischen Gemengtheilen; um so häufiger sind in denselben Neubildungen durch Verwitterung und Gesteinsumwandlung zu beobachten.

Der trikline Kalknatronfeldspath der Diabasgesteine gehört in verschiedenen Vorkommnissen sehr verschiedenen Mischungsreihen an; man kennt als herrschend, soweit die Untersuchungen bis heute reichen, Oligoklas, Andesin, Labrador, Bytownit und Anorthit. Albit ist bisher in unveränderten Diabasen nicht nachgewiesen worden. Ob innerhalb desselben Gesteinskörpers in der Diabasfamilie mehrere Plagioklase neben einander auftreten, kann noch nicht mit Sicherheit entschieden werden. Die einzige nach

dieser Richtung ausgeführte Untersuchung von G. Hawes an den Diabasen des Connecticutsandsteins erwies nach Dichte und chemischer Zusammensetzung die gleichzeitige Anwesenheit von Oligoklas und Andesin. — Der bei den Diabasfeldspathen herrschende Typus ist der leistenförmige, wobei P und M annähernd im Gleichgewicht, T, l und y nur sehr klein entwickelt sind. Sowie die Structur der Diabasgesteine eine Annäherung an porphyrische Entwicklung zeigt, was zumal bei den gangförmigen Vorkommnissen öfters der Fall ist, pflegt der Habitus der Feldspathe, besonders der einsprenglingsartigen, tafelförmig nach M zu werden; bei der hauptsächlich in mächtigeren Intrusivlagern und bei den saureren Gliedern der Familie verbreiteten gabbro- oder dioritähnlichen Ausbildung nehmen die Feldspathe gern die Form dickerer, nach drei Richtungen des Raums gleichmässig entwickelter Individuen an. Mit der Leisten- und Tafelform ist durchweg ein hoher Grad von Idiomorphismus verbunden; bei mehr isometrischer Ausbildung sind die Individuen allotriomorph nicht nur gegen die Erze, sondern auch gegen die Pyroxene, welche nur selten formenbestimmend gegenüber den Feldspathleisten auftreten. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist bei allen Diabasplagioklasen eine durchgreifende, doch pflegt der Natur der Sache nach bei den schmalleistenförmigen und tafelartigen Individuen die Zahl der Zwillingslamellen keine sehr grosse zu sein. Bei sehr feinem Gesteinskorn ist einfache Zwillingsbildung aus zwei Hälften sehr verbreitet. In den Querdimensionen der einzelnen Lamellen, dem Auskeilen derselben innerhalb des Krystalls, ihrer Menge an verschiedenen Stellen eines und desselben Individuums herrscht grosse Mannichfaltigkeit. Die Zwillingslamellirung fehlt wohl auch ganz bei sehr kleinen Krystallen. Mit dem Albitgesetz ist das Karlsbader Gesetz sehr oft, das Periklingesetz ziemlich selten verbunden. Nach dem Bavenoer Gesetz verwachsene Albitzwillinge finden sich öfters. — Die zonare Structur ist bei den Diabasplagioklasen recht selten; nur bei den einsprenglingsartig hervortretenden Individuen der Gesteine mit angenähert porphyrischer Structur tritt der Schalenbau recht oft und typisch hervor.

Die Spaltbarkeit nach P und M giebt sich nur in sehr dünnen Präparaten und bei gutem Erhaltungszustande durch wohl erkennbare Risse kund. Zersetzungs- und Verwitterungsprocesse verringern die Vollkommenheit der Spaltung sehr rasch und machen sie leicht ganz unkenntlich. Da jedoch die chemischen Verände-

rungen meistens auf den Blätterdurchgängen vorschreiten, so werden die ursprünglich vorhandenen Spaltbarkeiten durch die reihenförmige Anordnung der winzigen Neubildungen angezeigt. Andere als die genannten pinakoidalen Spaltflächen wurden noch nicht beobachtet. — Eine unregelmässige Quergliederung der langen Leisten der Plagioklase annähernd senkrecht zu P und M lässt sich öfters wahrnehmen; sie ist wohl rein mechanischen Ursprungs und ohne Beziehung zum Molekularbau. Dieselbe spielt bei gewissen Umwandlungsvorgängen oft eine hervorragende Rolle.

An primären Interpositionen sind die Plagioklase der Diabase im Ganzen recht arm; nur in einsprenglingsartigen Individuen pflegen sie mit einiger Regelmässigkeit und in grösserer Menge vorzukommen. Als Einschlüsse findet man Apatitnadeln und andere, noch unbestimmbare farblose, prismatische Mikrolithe am häufigsten, Erze und Pyroxene meist seltener. Als eine für die Diabasgesteine gegenüber allen andern Tiefengesteinen charakteristische Thatsache ist die verhältnissmässige Häufigkeit von Glaseinschlüssen in normaler oder entglaster Form hervorzuheben. Als Devitrificationsproducte derselben erscheinen opake Körner am häufigsten. Zumal bei angenähert porphyrischer Structur sind diese Interpositionen in rundlichen und in polygonalen, dem Wirth entlehnten Formen recht verbreitet. Die Verwitterung und Zersetzung der Wirthe bedingt meistens auch eine Umwandlung dieser Interpositionen zu oft nicht sicher bestimmbaren Substanzen oder zu Aggregaten, in denen der Chlorit deutlich erkennbar ist. — Einschlüsse von Flüssigkeiten sind anscheinend nicht so verbreitet, wie in den so nahe verwandten Gesteinen der Gabbroreihe; doch ist wohl dem Umstande Rechnung zu tragen, dass der so häufige unfrische Zustand der Diabasfeldspathe das Verschwinden ursprünglich vorhandener Flüssigkeitseinschlüsse zur Folge haben muss.

Die Zersetzung und Umwandlung der Diabasfeldspathe ist eine sehr mannichfache. Man wird die normale Verwitterung von denjenigen Umwandlungsvorgängen unterscheiden müssen, bei welchen aussergewöhnliche Kräfte, zumal metamorpher Natur, mitwirkten. In die erste Kategorie rechne ich die, fast constant unter Ausscheidung von Kalkcarbonat in sehr feiner Vertheilung sich vollziehende, Trübung der Plagioklase; dieselbe rührt her von sehr winzigen, nur in guten Präparaten und bei starken Vergrösserungen sichtbaren Schüppchen und Blättchen, oder erdig lockeren Substanzen, welche man mehr conventionell, als mit bewusster Sicherheit dem

Kaolin oder einem hellen Glimmer zuschreibt. Dass diese Deutung in vielen Fällen das Richtige trifft, wird einmal aus chemischen Betrachtungen und durch Analogieschlüsse wahrscheinlich, andererseits spricht dafür der Umstand, dass bei nicht zu mikroskopischer Ausbildung dieser Umwandlungsproducte neben der blättrigen Form oft die monotome Spaltbarkeit der Glimmergruppe und ihre starke Doppelbrechung deutlich erkennbar ist. Die gleichzeitige Ausbildung von Calcit ist geradezu unterscheidend bei der Feldspathumwandlung der Diabase gegenüber derjenigen der sonst so nahe verwandten Gabbros. Diese Differenz ist wohl weniger aus ursprünglicher Verschiedenheit der Feldspathe, als vielmehr aus den sehr verschiedenen geologischen Existenz- und Entwicklungsbedingungen der beiden Gesteinsreihen zu erklären. — Ebenso scheint die Epidotbildung in den Feldspathen der Diabase, welche bald neben der Ausscheidung von Carbonaten, bald ohne diese sich findet, ein Vorgang einfacher atmosphärischer Verwitterung sein zu können. Es lässt sich das daraus schliessen, dass dieser Process sich sehr verbreitet auch in solchen Gesteinen findet, welche keine Spuren mechanischer oder thermischer Vorgänge sonst erkennen lassen. Die grüne bis gelbliche Farbe, welche bei diesen körnigen oder kurzstengligen Epidotausbildungen herrscht, weist auf Zufuhr von Eisen aus den nicht feldspathigen Gemengtheilen hin. Der Epidot tritt anfangs nesterweise in den Plagioklasen auf; diese Nester vergrössern sich durch excentrisches Wachsthum und häufen sich endlich bis zur vollständigen Verdrängung der Feldspathsubstanz. Ausscheidung von Quarz begleitet gelegentlich diese Verwitterungsvorgänge, welche bald im Centrum der Durchschnitte, bald an ihrer Peripherie beginnen und oft sehr unregelmässig, z. B. nur in einzelnen Zwillingslamellen vorschreiten, während sie andere durchaus verschonen. — Mit dieser Verwitterung der Feldspathe geht eine Grünfärbung derselben sehr oft Hand in Hand; dieselbe wird durch das Einwandern schwach lichtbrechender Chlorit- und Serpentinsubstanz auf den Blätterdurchgängen bedingt, welche von dem Pyroxen und Olivin der Diabase abstammt. In andern Fällen ersetzen solche feinschuppige grünliche Massen den Feldspath mehr oder weniger vollständig und es scheint eine Pseudomorphose von pseudophitischen oder pyknotropähnlichen Substanzen vorzuliegen, welche aus der Wechselwirkung der aus den Pyroxenen und Feldspathen stammenden Lösungen hervorgeht. Sicher nachgewiesen sind derartige Pseudomorphosen bisher bekanntlich nur an Feldspathen der

Recht verbreitet ist ferner eine Theilbarkeit nach (100), welche dem Augit einen, auch makroskopisch diallagähnlichen Habitus verleiht; seltener ist eine Ausbildung von Spaltlinien nach (010) zu beobachten, welche sich von derjenigen nach (100) leicht im convergenten Lichte durch ihre Orientirung gegen die optische Axenebene unterscheidet. Eine unregelmässige, gegen die Prismenaxe annähernd normal verlaufende Zerklüftung findet sich vielfach und macht sich zumal bei Umwandlungsvorgängen deutlich bemerkbar.

Die Farben des Diabasaugits im durchfallenden Lichte sind fast stets röthliche bis bräunliche vom fast Farblosen durch Rosa, Röthlichgelb, Ledergelb bis zu Rothbraun; die hellen Töne herrschen entschieden. Grüne Farben sind recht selten. Dabei wechselt die Farbe vielfach an einem und demselben Individuum in der Intensität, selten im Ton, und die Abgrenzung der verschieden gefärbten Theile gegen einander pflegt keine krystallographische, sondern eine regellos fleckige zu sein. Mit intensiverer rothbrauner Färbung ist gern ein schwacher Pleochroismus verbunden.

An Interpositionen pflegen auch die Augite arm zu sein. Apatitnadeln und Erzkörner, Blättchen von Biotit oder anderen, früher ausgeschiedenen Gemengtheilen sind ziemlich allgemein vorhanden. Einschlüsse von glasig erstarrten Theilen des Gesteinsmagmas in ursprünglicher oder schlackig veränderter Beschaffenheit, von rundlicher oder die Form des Wirths imitirender Gestalt sind im Augit wohl noch öfter vorhanden, als im Feldspath. Flüssigkeitseinschlüsse sind im Ganzen selten und, wenn sie vorkommen, spärlich. Lagorio giebt aus dem Uralit finnischer Diabase auch Einschlüsse von liquider Kohlensäure an. — Gesetzmässige Verwachsungen des Augits mit anderen Pyroxenen sind sehr selten; in den Whinsill-Diabasen des nördlichen England kommen solche mit Bronzit spärlich vor.

Bei den Umwandlungen des Diabasaugits sind ebenso wie bei denjenigen des Feldspaths die eigentlichen Verwitterungsphänomene von den im strengsten Sinne des Wortes metamorphen Vorgängen zu unterscheiden. Zu der ersten Kategorie rechne ich die allverbreitete Bildung von grünen, selten braunen bis gelblichen Aggregaten von schuppiger oder fasriger Textur, welche man in der älteren Petrographie als den chloritischen Gemengtheil der Diabase bezeichnete und vielfach für ein primäres Gesteinselement hielt. Der Anwesenheit dieser Substanz verdanken die Diabase ihre so häufige grüne Farbe und den Namen Grünsteine. Dass dieser „chloritische Gemengtheil“ secundär und in den meisten Fällen aus

Augit hervorgegangen sei, wird heute wohl kaum noch ernstlich bezweifelt; dagegen sind unsere Kentnisse von der Natur dieser Substanz noch ziemlich fragmentare. Man kann die Umbildung des Augits in die chloritische Substanz von den ersten Anfängen bis zu vollendeter Pseudomorphose fast an allen Diabasvorkommnissen verfolgen. Es entwickelt sich zunächst von der Peripherie, den Spaltrissen und Transversalklüften des Augits aus eine Wucherung dieser grünen fasrigen und schuppigen Aggregate, die dann bald sehr unregelmässig, bald den Spaltrissen folgend nach innen fortschreitet. Wo die Querabsonderung der Augite sehr ausgeprägt ist, ordnen sich die Neubildungen gern zu parallelfasrigen oder parallelblättrigen Massen, deren Faserrichtung parallel der Prismenaxe des Augits, beziehungsweise deren Schuppenfläche parallel den Blätterdurchgängen des Wirths liegt. In den meisten Fällen aber ist die Anordnung eine wirr filzige, die gern zu einer radialstrahligen oder rosettenförmig schuppigen wird, und so ist die Auflösung eines Augitkorns in eine grosse Anzahl von oft sehr regelmässigen Sphärokrystallen dieses chloritischen Gemengtheils keine Seltenheit. Auch anscheinend ganz regellos filzige oder schuppige Aggregate lassen sich oft bei stärkeren Vergrösserungen als traubenförmige Häufchen von solchen Sphärokrystallen erkennen, die zwischen gekreuzten Nicols sehr zierliche Interferenzkreuze liefern, deren Arme stets parallel den Nicolhauptschnitten liegen. — Bei optischer Untersuchung findet man, dass die evident fasrigen grünlichen Neubildungen etwa das Brechungsvermögen des Canadabalsams und eine ziemlich hohe Doppelbrechung, dagegen keinen deutlichen Pleochroismus besitzen; sie dürften dem Serpentin mit einiger Sicherheit zugerechnet werden können. Sobald aber die Structur schuppig ist, pflegt bei ähnlichem Brechungsvermögen die Doppelbrechung sehr gering zu sein, so dass man die Substanz oft für isotrop halten möchte. In Schnitten parallel den Schuppen- oder Blattflächen ist thatsächlich oft weder im parallelen noch im convergenten Lichte eine Doppelbrechung sicher zu constatiren und darauf sind wohl die in der Literatur verbreiteten Angaben über Isotropie dieses Körpers zurückzuführen. Sowie dagegen die Schuppen in anderer Richtung vom Schliff getroffen wurden, sind sie erkennbar doppelbrechend. Die Grösse des Werthes $\gamma - \alpha$ scheint allerdings ziemlichen Schwankungen unterworfen zu sein, doch erhebt sich die Interferenzfarbe in guten Präparaten wohl nie über das untere Drittel der ersten Ordnung. Zumeist noch deutlicher, als die Doppelbrechung, ist der Pleochroismus,

grün für die parallel, gelb bis röthlich für die senkrecht zur Blattfläche schwingenden Strahlen. Durch diese Eigenschaften wird die schuppige Substanz in die Gruppe der Chloritmineralien verwiesen, ohne dass es möglich wäre, sie innerhalb dieser Gruppe nach ihrer Species zu bestimmen. — Mit Säuren gelatiniren diese grünen chloritischen und serpentinösen Substanzen stets mehr oder weniger leicht, durch Glühen werden sie trübe und rostbraun bis opak. — Dass diese Substanzen sich vorwiegend auf Kosten des Augits bilden, ist daran sicher darzuthun, dass der von ihnen und der von Augit eingenommene Raum derart im umgekehrten Verhältniss stehen, dass die Summe beider immer wenigstens gleich ist dem ursprünglich von Augit eingenommenen Raum. Doch wandert auch diese serpentinöse und chloritische Substanz vom Augit fort und dringt auf capillaren Spalten in alle Gemengtheile und auf die Gesteinsklüfte ein. Sie färbt dann die übrigen Zersetzungsproducte, wie Quarz und Calcit, gern grün und nimmt innerhalb derselben oft die am Helminth auch makroskopisch wahrnehmbare Form von gewundenen, geldrollenähnlichen Häufchen an. Man wird kaum die grösseren Calcit- und Quarzausscheidungen in nassauischen, westphälischen oder Harzer Diabasen studiren, ohne diesen zierlichen Helminth-ähnlichen Aggregaten zu begegnen. — Dass auch aus Olivin, Amphibol und Biotit dieselben oder ähnliche Neubildungen hervorgehen, sei hier vorgreifend erwähnt. Bei derartig mannichfachem Ursprunge werden, auch wenn wir von den verhältnissmässig leicht erkennbaren Faserserpentin-Massen absehen, diese chloritischen Substanzen in verschiedenen Fällen ziemlich verschiedene chemische Zusammensetzung haben können. Für manche Vorkommnisse ist die Zugehörigkeit zum eigentlichen Chlorit analytisch dargethan, für andere die Übereinstimmung mit Delessit. Liebe fand, dass das grüne Pigment der von ihm als schwarze Titaneisendiabase des Voigtlandes und Frankenwaldes benannten Gesteine chemisch mit dem Epichlorit identisch sei, während er dasselbe in seinen Kalkdiabasen und grünen Titaneisendiabasen auf Grund seiner Analysen für ein eigenes Mineral hielt, welches er Diabantachronnyn nannte. Später wies Kenngott die Zurückführbarkeit der Diabantachronnynformel auf diejenige des Chlorits nach. — Auch der Pikrolith wurde von Liebe als färbende Substanz im Diabas nachgewiesen. Als weitere Substanzen, welche unter dem „chloritischen Gemengtheil“ zusammengefasst werden, werden der Seladonit, Grengesit und Chlorophaeit mehr genannt, als wirklich nach-

gewiesen. Später hat Gümbel vorgeschlagen, die grünen chloritischen Gemengtheile der Diabase ohne Rücksicht auf ihre Herkunft unter dem Namen Chloropit zusammenzufassen. Da bis heute keine absolut sichere Methode vorliegt, diese Substanzen mikroskopisch zu unterscheiden, so müsste man dem sehr bequemen Vorschlage Gümbel's unbedingt zustimmen, wenn nicht die Gefahr so nahe läge, dass man sich unter dem präcisen Wort Chloropit auch unwillkürlich eine genau definirte Substanz vorstellte. Mit Hinblick hierauf vermag ich den Namen Chloropit ebenso wenig zu adoptiren, wie die analoge Bezeichnung Viridit. So lange man den „chloritischen Gemengtheil" eines Gesteins nicht als einer bestimmten Mineralspecies zugehörig zu bestimmen vermag, scheint es mir besser, ihm die vage Bezeichnung als chloritische Substanz zu belassen.

Bei der Umwandlung des Augits zu Serpentin oder chloritischer Substanz scheiden sich nicht selten Eisenerze aus, welche dann bald in einzelnen Kryställchen und Körnchen in den Neubildungen selbst liegen, oder aber auf den Spaltrissen und Klüften des Mutterminerals abgelagert sind. Der Kalkgehalt des Augits tritt bei der Chloritisirung desselben natürlich vollständig aus der Verbindung aus und wandert als Carbonat in alle Klüfte, Spalten und Hohlräume des Gesteins oder bleibt wohl auch, aber allerdings sehr selten, in feinen Häutchen und Körnchen der chloritischen Substanz beigemengt. Neben dem Calcit muss bei diesem Vorgange auch Kieselsäure frei werden und auch diese scheint fast stets erst auf Klüften und in Hohlräumen zum Absatz zu gelangen. In andern und zwar sehr zahlreichen Fällen treten aber Kalk, Eisenoxydul und Kieselsäure, z. Th. unter Hinzutritt von Thonerde zu neuen Silikaten zusammen. Man wird nur selten die chloritischen Substanzen der Diabase mikroskopisch genau durchsuchen, ohne in denselben sehr stark licht- und doppelbrechende, fast farblose oder gelbgrünliche Aggregate von körniger oder kurzstengeliger Textur wahrzunehmen, welche sich nach optischem und chemischem Verhalten als Epidot erkennen lassen. Man kann mit denselben bei flüchtiger Betrachtung leicht sehr winzige pyramidale Kryställchen verwechseln, die gleichfalls starke Licht- und Doppelbrechung besitzen, sich aber durch Spaltbarkeit, optischen Charakter und chemische Reaction als Anatas documentiren. Dieses nur recht selten im Chlorit auftretende Mineral wird seinen Ursprung wohl einem Gehalt des Augits selbst an TiO_2 seine Entstehung verdanken, kann aber auch leicht aus der Zersetzung des Ilmenits herstammen.

Fichtelgebirgische Diabase eignen sich besonders zum Studium desselben, zumal ein Devondiabas von Nordeck bei Stadtsteinach. — In weiter Verbreitung begegnet man auch in den chloritischen oder serpentinösen Umwandlungsproducten des Augits langen, farblosen, prismatischen, monoklinen Mikrolithen mit ausgesprochener Quergliederung und angenähert hexagonalen Querschnitten, die sich als Tremolit oder Aktinolith bestimmen lassen. Im Allgemeinen sind die Mengen des mit dem Chlorit oder Serpentin vergesellschafteten Epidots oder Tremolits gering, doch kommen auch Gesteine vor, in denen sie bis zur Verdrängung der erstgenannten Substanzen überhand nehmen, so dass förmliche Pseudomorphosen von Epidot nach Augit (im Proterobas vom Ochsenkopf im Fichtelgebirge) oder verwirrt filzige Pseudomorphosen von Aktinolith nach Augit (Silurdiabas von Lehestenwald, ebenda) entstehen. — Die chloritischen Substanzen selbst verwittern ihrerseits zu Aggregaten von Carbonaten. Limonit und Kieselsäure, welch letztere dann gern in Sphärokrystallen von Chalcedon mit optisch negativem Charakter, selten in solchen von Quarz mit optisch positivem Charakter und ebenso selten als Opal ausgebildet ist. — Die parallelfasrigen Serpentin- oder Chloritsubstanzen, welche gelegentlich bei der Umwandlung von Augiten mit ausgesprochener Querabsonderung entstehen, werden in gewissen englischen und in linksrheinischen Diabasen des Oberkohlengebirges durch parallelfasrigen Quarz verdrängt, ein mikroskopisches Analogon zu den fichtelgebirgischen Katzenaugen.

Einer anderen Kategorie von Umwandlungsphänomenen gehört offenbar die Entstehung von Amphibol aus Augit an; dieselbe scheint nur dort vorzukommen, wo die Diabase im gestörten Gebirge oder in den Contacthöfen von stockförmigen Tiefengesteinen liegen und scheint unter normalen Verhältnissen nicht aufzutreten, wenngleich die Möglichkeit eines solchen Vorganges durch die Aktinolithnadeln im Chlorit dargethan ist. Die häufigste Art der Umbildung von Augit zu Amphibol in den Diabasen ist die sogenannte Uralitisirung. Von der Peripherie der Augite her entwickelt sich unter gleichzeitigem Übergang der röthlichen Farbe derselben in die grüne eine Parallelfaserung in der Richtung der verticalen Axe, welche von hier aus concentrisch nach innen und zwar rascher parallel, als senkrecht zur Prismenaxe vorschreitet. Bei hinreichender Vergrösserung sieht man, dass diese Parallelfaserung durch eine Umwandlung in grüne Amphibol- (gemeine Hornblende oder Strahlstein) Prismen bedingt ist, die nach Lage der Elasticitätsaxen, Pleo-

chroismus und Spaltbarkeit in Querschnitten vollkommen sicher zu bestimmen sind. Diese Uralitnadeln sind im Allgemeinen recht streng parallel unter sich und derart gesetzmässig zum Augit gelagert, dass beide Mineralien die Prismenaxe und die Symmetrie-Ebene gemeinsam haben. Die Orientirung des Tochterminerals durch das Muttermineral geht so weit, dass in Augitzwillingen die Uralitprismen ebenfalls hüben und drüben von der ursprünglichen Zwillingsebene sich in Zwillingsstellung befinden. Diese Uralitisirung kann nicht wohl ein einfacher Act molekularer Umlagerung sein, es ist vielmehr zu erwarten, dass ein Theil des Kalkgehalts des Augits in andere Verbindungen übergehe und thatsächlich ist Epidot ein nahezu constanter Begleiter des Uralits. So lange der Uralitisirungsprocess nicht vollendet ist, bleiben im Innern Augitkerne zurück, deren Anwesenheit leicht den Schlüssel für die Deutung der Genese des Amphibols giebt. Ist dagegen aller Augit verschwunden, so lässt sich ein absolut strenger Beweis für die secundäre Natur des Amphibols kaum führen. Das sind die sogenannten schilfigen Hornblenden der Epidiorite und verwandten Gesteine. Der oft nicht ganz strenge Parallelismus der einzelnen Amphibolprismen im Uralit, der ganze Erhaltungszustand des Gesteins, die Begleitung durch Epidot, die viel verbreitete terminale Ausfaserung in pinselähnliche Büschel, die gelegentliche Erhaltung von Augitresten und die Analogie mit sicher nachweisbaren Fällen muss dann die Handhabe zur richtigen Deutung liefern. Wo solche Aggregate von schilfiger Hornblende im Querschnitt die Augitbegrenzung zeigen, ist natürlich ein Zweifel ausgeschlossen. Diese Uralitbildung ist oft in einem ganzen Gesteinskörper bis zu vollständiger Verdrängung des Augits entwickelt; man hat solche Vorkommnisse, wie sie Holst z. B. in Smaaland gangförmig an den Salbändern von bedeutenden Spalten fand, deren centrale Theile von Quarzporphyr erfüllt sind, wohl auch Uralitdiabase genannt. — Der Uralit wird seinerseits in Chlorit durch einfache Verwitterung übergeführt und bei der grossen Verbreitung der Uralitisirung in den palaeozoischen Diabasen Deutschlands konnte man daher wohl glauben, dass der Uralit ein fast nothwendiges Zwischenstadium auf dem Wege der Chloritisirung des Augits sei.

Es findet sich auch in solchen Diabasen, welche im Schiefergebirge und in Contacthöfen liegen, gelegentlich eine derartige Verwachsung mit brauner compakter Hornblende, dass eine Entstehung dieser aus dem Augit nicht unwahrscheinlich scheint. Dieselbe hat

dann nicht selten eine eigenthümliche zwischen grün und braun liegende Farbe und schwachen Pleochroismus, oder ist auch wohl z. Th. blau bis blaugrün gefärbt. Diese braune Hornblende, wahrscheinlich metamorphen Ursprungs, kann nun ihrerseits durch einen Act atmosphärischer Verwitterung grün werden und endlich in Chlorit übergehen, wie das z. B. auch von Schenck im Diabas vom Rimberg im oberen Ruhrthale beobachtet worden ist. Wo diese Hornblende blaue Färbung zeigt, hat sie nur selten den kräftigen und typischen Pleochroismus des Glaukophans, zeichnet sich vielmehr neben sehr schwachem Pleochroismus bei stets blauen Farbentönen durch wenig starke Doppelbrechung von den normalen Amphibolen aus. Echten Glaukophan als aus Augit hervorgegangen und neben ebenfalls secundärer brauner Hornblende bespricht Gürich in den silurischen Diabasen der niederschlesischen Thonschieferformation von Alt-Schönau und Nieder-Kauffung. Auch dieser Glaukophan verwittert zu Chlorit. — Da nun ohne Zweifel auch primäre braune Hornblende in paralleler Verwachsung in gewissen Diabasgesteinen vorkommt, so kann die Entscheidung für die eine oder die andere Auffassung oft recht schwer werden. Sichere Deutung ist nur dort möglich, wo diese Hornblende entweder in der eigenen oder in der Krystallbegrenzung des Augits auftritt; fehlt die äussere Form, so wird die Entscheidung stets eine unsichere bleiben müssen.

In gewissen, eine besondere Abtheilung bildenden Diabasen von bisher geringer Verbreitung, aber sehr verschiedenem geologischem Alter findet sich neben dem normalen Diabasaugit ein farbloser monokliner Pyroxen, den man nach Törnebohm's Vorgang Salit zu nennen pflegt, ohne dass bisher diese Deutung durch eine Analyse hätte gestützt werden können. Dieser Salit ist farblos durchsichtig, stets älter als der normale Augit und Plagioklas und immer in vollkommen idiomorphen, langprismatischen Individuen der Diopsidform ausgebildet. Zwillingsbildung nach (100) und (001) ist häufig, und neben der normalen Pyroxenspaltbarkeit nach (110) eine ausgesprochene Querabsonderung vorhanden. Dieses Mineral ist weit weniger widerstandsfähig als der normale Augit und geht sehr leicht von den Quersprüngen aus in serpentinartige grüne Faseraggregate über.

Wo Amphibol neben stets vorwiegendem Augit als sicher oder zweifelhaft primärer Gemengtheil von Diabasgesteinen auftritt, hat er wohl fast stets braune, selten grüne Farbe und bildet bald

selbständige prismatische Individuen, die in der Prismenzone idiomorphe Begrenzung zeigen, sich aber terminal gern unregelmässig ausfasern oder zackig enden, oder er ist auf das innigste mit dem Augit verwachsen. Dann umrandet er den letzteren gern in paralleler Stellung (beide Mineralien haben b und c gemeinsam) und grenzt sich nach innen gegen den Augit, nach aussen gegen die übrigen Gemengtheile regellos ab (Kürenz bei Trier), oder er ist nach aussen durch (110) und (010) gesetzmässig begrenzt (Leogang im Salzburgischen), oder endlich er bildet kleine blättrige und fetzenartige Einschlüsse im Augit (Stiebitz und andere Orte in der Lausitz). Nach C. A. Müller ist diese gesetzmässige Verwachsung von braunem Amphibol und Diabasaugit recht verbreitet in den unterdevonischen Diabasen Ostthüringens. Dass primärer Amphibol auch in jetzt amphibolfreien Diabasen in früheren Entwicklungsstadien des Gesteins gelegentlich vorhanden war, kann man aus der, dem Amphibol entlehnten Form eigenthümlicher Aggregate von Augiten und Magnetitkörnern mit andern Substanzen erschliessen, welche hie und da vorkommen und auch von Streng z. B. in einem apatitreichen Diabas von Gräveneck bei Weilburg beobachtet wurden. — Schwerdt beschreibt ein Diabasgeschiebe aus dem Pa-tau-hó in China, welches kleine braune Hornblendeprismen nur in und um Calcitkörner enthält, welche als primär angesehen werden. Der Amphibol fehlt dem Gestein sonst durchaus. — Mit abnehmender Frische geht die braune Farbe des Amphibols in Grün über und es tritt eine eigenthümliche Auflockerung und eine Zerfaserung parallel der Prismenaxe ein, so dass ein ursprünglich compakter brauner Krystall in ein Bündel mehr oder weniger paralleler aktinolithartiger, schwach pleochroitischer, hellgrüner oder fast farbloser Krystallnadeln — die sogenannte schilfige Hornblende übergeht, welche durchaus ähnlich und wohl kaum zu unterscheiden ist von dem Uralit. Ihren Abschluss findet diese Umwandlung in der Chloritbildung, ebenso wie bei Uralit. — Verhältnissmässig selten ist eine Umwandlung der Hornblende in Epidot, wobei der letztere sich gern so ordnet, dass seine Orthodiagonale parallel der verticalen Axe des Mutterminerals liegt.

Auch die Stellung des Biotits, von wohl ausnahmslos brauner Farbe in den Diabasen ist eine nicht ganz sichere. Er begleitet gern die Hornblende in allotriomorphen Blättchen, die bald selbständig im Gestein liegen, bald randlich mit Augit verwachsen oder von diesem ganz eingeschlossen sind. Wenn man von den Olivin-

diabasen absieht, welche bei grobkörniger Ausbildung wohl allgemein primäre Hornblende und primären Biotit führen, so begegnet man dem Glimmer vorwiegend in solchen Diabasen, welche nach ihrer Lagerung metamorphosirenden Einflüssen ausgesetzt waren (Lausitz, Harz, Silur von Christiania nach Brögger u. a. O.). Mit einer an Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit ist der Biotit dort als secundär zu betrachten, wo er eingebettet in Chlorit in so unregelmässiger Begrenzung vorkommt, dass er geradezu in den Chlorit zu verfliessen scheint, und diese Art des Vorkommens ist die bei weitem häufigste. — Nicht allzu selten begegnet man auch dem Biotit in rosettenartigen Aggregaten mit dem Magnetit und Ilmenit der Diabase verwachsen, analog wie bei den Gabbros.

Ein rhombischer Pyroxen ist nur in wenigen Diabasen vorhanden, die dann gern gabbroähnliche Structur besitzen; er hat hier dieselben Eigenschaften, welche gelegentlich der Gabbros besprochen wurden. Ebenso begegnet man ihm hie und da in jüngern Diabasen, die wohl nur hypidiomorph körnige Facies von eigentlich porphyrischen Effusivgesteinen sind. Dementsprechend besitzt er hier sofort eine vollkommen krystalline Begrenzung und bildet kurze und gedrungene Säulchen. In beiden Vorkommnissen ist die Umwandlung in Bastit eine sehr verbreitete Erscheinung.

In den wenig zahlreichen Diabasgesteinen, welche primären Quarz führen, hat dieses Mineral den Habitus des Granitquarzes und erweist sich als jüngster Gemengtheil. Einschlüsse von Flüssigkeiten sind allgemein verbreitet, solche von Glas wohl sehr selten. Die Entscheidung darüber, ob der Quarz primär oder secundär sei — der letztere Fall ist zweifellos der häufigere — kann mit grossen Schwierigkeiten verbunden sein. Dass aber primärer Quarz in Diabasen wirklich vorkommt trotz ihres basischen Charakters, ist durch granophyrische Verwachsungen mit Feldspath ausser Zweifel gestellt.

Der Olivin, welcher für eine ganze Gruppe der Diabasgesteine als wesentlicher Gemengtheil angesehen werden muss, ist stets älter als der Feldspath und als der Augit und daher gegen beide idiomorph, wenn auch recht oft, wohl in Folge chemischer Deformation, die Ecken und Kanten bis zur Körnerform abgerundet sind. Zu betonen ist die Ähnlichkeit mit dem Gabbro-Olivin in den Mikrostructurverhältnissen, in der häufigen Einschliessung in Augit oder Amphibol, und in den Umwandlungsvorgängen. Bei der Serpentinisirung scheiden sich gern Eisenerze nicht nur in Krystallen

und Körnern, sondern auch in zierlichen trichitischen Gestalten aus, die dem frischen Olivin gänzlich fehlen und also sicher Neubildungen sind (Gegend von Dillenburg). Auch Aktinolithnädelchen sind dem Serpentin, welcher aus Olivin entsteht, nicht selten beigemengt. — Nach Törnebohm's Angaben wurde in dem Hellefors-Typus der schwedischen Diabase der Olivin in ein Gemenge von schuppigen chloritischen Substanzen, die sehr fein mit Magnetit durchsprengt sind, und Aktinolith umgewandelt. — Pseudomorphosen von Haematit nach Olivin sind seltener, als in den, den Diabasen mineralogisch entsprechenden, porphyrischen Effusivmassen; A. Geikie beobachtete sie im Diabas von St. Davids in Wales.

Von den Eisenerzen scheint Ilmenit entschieden häufiger zu sein, als Magnetit, welch letzterer nach seinen Verwitterungs- und Umwandlungsproducten ziemlich regelmässig titanhaltig sein dürfte. Auch Verwachsungen beider Mineralien scheinen nach dem magnetischen und dem Verhalten gegen Salzsäure oft vorzukommen. Sandberger glaubte nach dem Gehalt an titanhaltigem Magnetit die eigentlichen (devonischen) Diabase von den silurischen (mit Ilmenit), die er Palaeodolerite nannte, unterscheiden zu können. Dagegen sprach sich bereits Gümbel mit Recht aus. Sowohl Ilmenit, wie Magnetit sind in den Diabasen des Schiefergebirges stets mehr oder weniger in Leukoxen umgewandelt, dessen Titanitnatur Törnebohm bereits im Jahre 1875 erkannte. Dass dieser Leukoxen theilweise zum Anatas gehöre, wurde Bd. I p. 333 erwähnt, auch von Neef bei der Untersuchung glacialer Diabasgeschiebe vermuthungsweise ausgesprochen und von Schenck in den Diabasen des oberen Ruhrthales erkannt. — Nach C. A. Müller enthalten die unterdevonischen Diabase Ostthüringens nicht selten Rutil in 0.1—0.8 mm langen nelkenbraunen Prismen, die stets in den chloritischen Substanzen eingebettet sind. Auch diese dürften wohl erst aus Ilmenit entstanden und nur durch Wanderung in dem Chlorit angesiedelt sein, ebenso wie dieses beim Anatas so oft der Fall ist. — Ebenso erwähnt Gübich in der chloritischen Substanz eines wahrscheinlich zum Diabas zu stellenden Gesteins vom Raubschloss bei Nieder-Kauffung im niederschlesischen Thonschiefergebirge „farblose" Nädelchen, die sich in drei unter 60° gekreuzten Systemen schneiden, und die er für Rutil hält. — Pseudomorphosen von einem erst in heisser Salzsäure löslichen rhomboëdrischen Carbonat nach Ilmenit finden sich in manchen fichtelgebirgischen Devondiabasen, doch scheint dieser Vorgang recht selten zu sein.

Apatit, der oft in reichlicher Menge, zumal im Feldspath eingewachsen vorkommt, bildet mit Vorliebe lange quergegliederte Säulen mit pyramidaler oder basischer Endigung, wohl auch gleichzeitig mit P und oP. Die im Gabbro so häufigen rundlichen und eiförmigen Gestalten dieses Minerals scheinen bei Diabasen kaum vorzukommen.

Von accessorischen Gemengtheilen hat der Pyrit wohl die grösste Verbreitung in Krystallen und derben Massen. — Die saureren Glieder der Diabasreihe enthalten nicht eben selten Titanit, dessen secundäre Natur sehr wahrscheinlich ist; Vélain erwähnt ihn jedoch auch in einem gangförmigen Anorthitdiabas des Amurgebiets. Er findet sich fast stets in verdächtiger Begleitung von Eisenerzen und hat nur selten die idiomorphe Gestaltung, welche eine primäre Bildung wahrscheinlich machen könnte. — Zirkon ist sehr spärlich und nur in wenigen Vorkommnissen nachgewiesen. Schöne Krystalle dieses Minerals enthält der Whinsill-Diabas des oberen Teesdale.

Der sicher nirgends primäre Calcit findet sich nicht nur in feiner Vertheilung unter den Umbildungsproducten der Feldspathe und Pyroxene, sondern oft auch in derben Massen, die nach Art ursprünglicher Gemengtheile im Gesteinsgewebe liegen; in solchen Fällen liegen offenbar echte Verdrängungspseudomorphosen nach Augit oder einem andern, durchaus zerstörten Gemengtheil vor. Solche Calcite sind oft sehr reich an den zierlichsten Flüssigkeitseinschlüssen.

Die Structurformen der Diabasgesteine

zeigen trotz manchen, meist localen und wenig verbreiteten Eigenthümlichkeiten eine gewisse Monotonie. Betrachtet man zunächst die Structur der Diabase nach ihrem Hauptcharakter, so gehört dieselbe mit Entschiedenheit zu den hypidiomorph körnigen; im Vergleich mit den typischen stockförmigen Tiefengesteinen stellen sich jedoch eine Anzahl abweichender Verhältnisse heraus, denen zufolge fast alle Forscher der Diabasstructur eine Sonderstellung einräumen und sie als „ophitisch“ (Fouqué und Michel-Lévy), „divergent-strahlig-körnig“ (Lossen), oder diabasisch-körnig bezeichnen*.

* Es gelang Fouqué und Michel-Lévy die „ophitische Structur“ bei einem künstlich dargestellten Diabas herzustellen, als sie ein Gemenge von 1 Theil Anorthit mit 2 Theilen Augit, oder dieselben Mineralien zu gleichen Theilen im Platintiegel zusammenschmolzen und dann vier Tage lang bei hoher Temperatur

Diese Eigenthümlichkeiten lassen sich auf zwei Ursachen zurückführen: die meistens sehr ausgesprochene Leistenform der Plagioklase und die frühere oder doch nicht ausgesprochen spätere Krystallisation derselben aus dem Magma im Vergleich zu den pyroxenischen Gemengtheilen. Denkt man sich diese beiden Momente in ausgesprochener Weise zur Entwicklung gelangt, so besteht das Gestein, von den weniger wichtigen Gemengtheilen abgesehen, aus kreuz und quer gelagerten, sich nicht oder doch nur selten gegenseitig berührenden schmalen Feldspathleisten, welche von grossen allotriomorphen Augitindividuen, wie von einem Kitt, einer Art Mesostasis (Zwischenklemmungsmasse) zusammengehalten werden (Taf. II Fig. 3 u. 4). Das ist die Structur, welche ganz eigentlich mit dem Worte ophitisch oder divergent-strahlig-körnig bezeichnet wird und man sieht leicht, dass dieselbe zumal in augitreichen und feldspatharmen Diabasen zu deutlicher Erscheinung muss gelangen können. Das Charakteristische dieser Structurform verliert sich mehr und mehr mit zunehmender Menge des Feldspaths, dessen lange Leisten die grossen allotriomorphen Augitindividuen in immer kleinere eckige Partien zerschneiden, dadurch aber vielfach sich selbst gegenseitig berühren, treffen, und an der Ausbildung hindern. Der Idiomorphismus der Feldspathe wird hierdurch mehr und mehr undeutlich, derjenige der Augite wird anscheinend grösser. In einem gewissen Stadium werden die leistenförmigen Feldspathe und ihre regellose Anordnung noch den Eindruck der ophitischen oder divergent-strahlig-körnigen Structur hervorbringen, aber in weniger deutlicher Weise, bis endlich durch die häufige Intersection derselben die Leistenform nach und nach verschwindet und so die Structur in eine regellos körnige übergeht. Trotzdem auf diesem Wege die eigenthümliche Erscheinung der Diabasstructur verloren gegangen ist, bleiben doch die Grundbedingungen derselben dem Wesen nach bestehen und daher ziehe ich den Ausdruck diabasisch-körnig für die besprochene eigenthümliche Abart der hypidiomorph-körnigen Structur den andern vor, die nur eine bestimmte Modalität des allgemeinen Phänomens charakterisiren. Diese diabasisch-körnige

---

im Schmelzfluss hielten, um den Feldspath krystallisiren zu lassen, dann weitere vier Tage bei niedrigerer, während welcher der Augit sich ausbildete. War die Temperatur nicht hoch genug, d. h. also vollzog sich die Krystallisation zu rasch, so hat das Krystallisationsproduct nicht die Structur eines Diabas, sondern eine „mikrolithische" Structur, wie sie den Trachyten und anderen Laven eignet. cf. Bull. Soc. min. Fr. 1881. IV. 277.

Structur wird auch nicht wesentlich dadurch alterirt, dass, wie dieses in den feldspathreichen Vorkommnissen oft, in den feldspatharmen seltener der Fall ist, ein Theil des Augits idiomorph ausgebildet ist; sie bleibt erhalten, so lange die Leistenform des Feldspaths erhalten bleibt und die Bildungsepoche des Feldspaths vor derjenigen des Augits abgeschlossen wurde. Man kann sich hiervon recht deutlich bei dem Studium der etwas zu porphyrischen Structurformen neigenden Diabase des von Törnebohm aufgestellten Öjetypus überzeugen. — Die divergent-strahlige Anordnung der Plagioklasleisten kann sich gelegentlich bis zur Ausbildung von mehr oder weniger vollkommenen Plagioklassphärolithen steigern, wie dieses Lossen an dem Diabas des Henkersberges bei Wernigerode, im Osterode-Harzburger Grünsteinzug, bei Wildungen am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges, Rothpletz an silurischen Diabasen der Section Frankenberg-Hainichen wahrnahmen. Seltener tritt zu der sphäroidalen Anordnung der Plagioklasleisten auch eine solche des Säulen- und Nadelform annehmenden Augits hinzu, wie in einem Diabas von Dillenburg im rheinischen Schiefergebirge, von Zartenhaus bei Goldkronach im Fichtelgebirge. Überaus regelmässig gebaute Augitsphärolithe führen hie und da die Gangdiabase im Gneiss von Rio de Janeiro. Auch Dathe erwähnt sphärische Aggregatformen von Feldspath und Augit im Culmdiabas von Ebersdorf in Ostthüringen.

Weit stärker wird diese diabasisch-körnige Structur alterirt, sobald die Leistenform der Plagioklase irgendwie verloren geht. Nimmt der Feldspath, wie dieses in den so nahe verwandten Gabbros die Regel ist, die Form breiterer Tafeln oder äquidimensionaler Körner an, so entwickelt sich sofort die normale hypidiomorph-körnige Structur der typischen Tiefengesteine. Es ist hiermit anscheinend stets eine grössere Idiomorphie der Augite verknüpft, entsprechend etwa derjenigen der Bronzite in gewissen Noriten und es wird oft recht schwer, zu entscheiden, welcher der beiden Hauptgemengtheile die länger andauernde Bildungsperiode besass. Mit dem Eintritt dieser Structurform findet eine grosse Annäherung an die Gabbrogesteine statt und man könnte dieselbe geradezu mit der Gabbrostructur vergleichen. — Der Gegensatz der diabasisch-körnigen Structur gegen die normale hypidiomorph-körnige der anderen Tiefengesteine ist ein so auffallender, dass er nur selten der Beobachtung entging und die meisten Erforscher der Diabase geradezu nöthigte, an und für sich gleiche Gesteine hiernach

verschieden zu benennen. So ist z. B. bei Arch. Geikie in seiner wichtigen Arbeit über die carbonischen Eruptivgesteine des Firth of Forth-Beckens an die Bezeichnung Diabas und Dolerit nicht ein Alters-, sondern ein Structurunterschied gebunden. Sein Diabas ist ein echter carbonischer intrusiver Diabas mit normaler hypidiomorph-körniger Structur, sein Dolerit ist ebenfalls ein olivinfreier, carbonischer Intrusivdiabas, aber mit typisch diabasisch-körniger, ophitischer Structur. Dass der erstere nach Geikie's Annahme reichlich Orthoklas, der letztere nur wenig oder keinen besitzt, dass der Dolerit gelegentlich eine Mandelsteinstructur annimmt, das sind begleitende, aber nicht für die Unterscheidung bestimmende Momente. Die effusiven, basisführenden und olivinhaltigen Eruptivgesteine der gleichen Periode, welche unseren Melaphyren entsprechen würden, nennt er Basalte. — Ebenso unterscheidet A. Michel-Lévy bei den praegranitischen, dem Cambrium eingelagerten Diabasen des Beaujolais und Mâconnais ophitische und granitoide Diabase und betont die deutlichen Übergänge der letzteren in Gabbros. — Repräsentanten dieser beiden Hauptstructurtypen wird man unter den Diabasen des rheinischen und westphälischen Devon, des Fichtelgebirges und anderer Localitäten unschwer auffinden. Seltener schon ist die Ausbildung beider Typen an ein und demselben Vorkommniss; die schönsten mir bekannten Beispiele liefern die grossen Whinsill-Lager des nördlichen England (hier liegen die granitoiden Typen in der Mitte der Decke, wo auch die Korngrösse des Gesteins die bedeutendste ist) und die Vorkommnisse im Sandstein des Connecticut-Thales.

Ausserordentlich mannichfaltig sind die Übergänge in porphyrische Structurformen; dieselben scheinen vorwiegend als Randfacies aufgefasst werden zu müssen und sind oft von einer schon makroskopisch erkennbaren Verdichtung des Korns der Hauptgesteinsmasse begleitet, aus welcher sich dann einzelne grössere Krystalle von Feldspath (Labradorporphyritfacies) oder Augit (Augitporphyritfacies) abheben. Dabei bleibt die eigentliche Gesteinsmasse in den meisten Fällen holokrystallin und diabasisch-körnig; in anderen Fällen klemmt sich zwischen die Feldspathleisten und Augitindividuen in polygonalen und keilförmigen Partien eine, von echtem oder secundär verändertem Gesteinsglas durchtränkte Masse ein, welche vorwiegend aus äusserst schmalen und langen Feldspathleistchen in oft radialer Anordnung besteht (Lupbode-Thal im Harz, Whinsill, Connecticut-Thal) oder es werden diese keilförmigen

Räume bei saureren Abarten der Diabasfamilie von granophyrischen Quarz-Feldspath-Aggregaten ausgefüllt (Konga-Diabas, Connecticut-Thal, Diabasgänge im Gneiss bei Rio de Janeiro). Es kann diese randliche Porphyrfaciesbildung bis zur Entwicklung sehr glasreicher Salbänder gedeihen.

Eine andere Art der abnormen Structurformen findet sich besonders bei feldspathreichen und dichten, mehr den Habitus von Oberflächen-Ergüssen tragenden Diabasen. Es geht die divergentstrahlige oder mehr regellose Anordnung der Feldspathleisten in eine parallele über, die wohl als ein Fluidalphänomen aufgefasst werden muss. Der Augit bildet hierbei wohl nie einen eigentlichen Kitt, sondern er erscheint in einzelnen kleinen Körnern, die Structur hat deutlich einen trachytischen Charakter. Gar nicht selten verknüpft sich hiermit die Entwicklung von Mandelräumen, welche dann gern mit Auslaugungsproducten des Gesteins (Carbonaten, Delessit und Chlorit, Epidot, Quarz und Limonit) erfüllt sind. Diese Structur findet sich recht selten auch als Randfacies an sonst normalstruirten Diabasen.

Mechanische Structurformen, welche in den stockförmigen Tiefengesteinen eine so auffällige Rolle spielen, lassen sich bei den Gesteinen der Diabasreihe im Ganzen weit seltener beobachten, als das nach ihrer Einlagerung im Schiefergebirge erwartungsmässig der Fall sein sollte. Diese auffällige Thatsache erklärt sich wohl am einfachsten dadurch, dass die dynamometamorphen Processe in den Diabasen so durchgreifende Veränderungen im Mineralbestande und damit auch in der Structur hervorbringen, dass dadurch im Gestein der Diabascharakter geradezu vollständig vernichtet wird. Diese Veränderungen werden in einem späteren Abschnitt des Capitels über die Diabase ihre Darstellung finden. Hier sei nur kurz betont, dass auch bei wenig oder unverändertem mineralogischen Bestande unverkennbar mechanische Phänomene zur Entwicklung gelangen können. Ich rechne hierher die Biegungen der Zwillingslamellen im Feldspath und die oft überraschend grosse Verbiegung von Augitkrystallen, wie sie neben manchen anderen Vorkommnissen zumal ein Diabas von Stammrod bei Harzgerode am Harz und solche aus der Gegend von Hof im Fichtelgebirge zeigen. Auch Schafarzik gedenkt dieses Phänomens in einem Flyschdiabas von Doboj in Bosnien. Wo in solchen Gesteinen bei der mechanischen Deformation der Gemengtheile deren Elasticitätsgrenzen überschritten wurden, bildeten sich Klüfte, welche gewöhnlich in ununter-

brochener Richtung durch viele Mineralindividuen hindurchsetzen und an deren Rändern dann oft eine hochgradige Trituration der Mineralien stattgefunden hat. Zumal der genannte Harzer Diabas zeigt auch dieses Verhältniss ungewöhnlich schön.

Classification der Diabasgesteine.

Kein anderes Tiefengestein ist in so inniger Weise mit den Schichten verknüpft, in denen es auftritt, und trägt so deutlich den Charakter eines Formationsgliedes, wie der Diabas, der Flötzgrünstein. Dieser Umstand, sowie die Schwierigkeit einer exacten mineralogischen Bestimmung vor Anwendung des Mikroskopes erklärt es, dass man bei keinem anderen Tiefengestein in so hohem Grade das geologische Alter betont hat, wie bei dem Diabas. Rechnet man hinzu, dass in Deutschland, wo von jeher die Petrographie eifrige Vertreter hatte, die dem Schiefergebirge zugehörigen Diabasgesteine einen recht abweichenden Habitus von demjenigen haben, welche jüngeren, oder doch mechanischen Störungen nur wenig oder gar nicht ausgesetzten, Schichtenreihen angehören, so wird die früher herrschende Auffassung dieser Gesteinsgruppe und ihre Begrenzung nicht mehr auffallen. Heute, wo lagerhafte Gesteine mit genau der gleichen mineralogischen Zusammensetzung und Structur aus dem Oberkohlengebirge des Saar-Nahe-Gebietes, aus dem Carbon Englands und Schottlands, aus dem triasischen Sandstein des Connecticutthales, aus dem Flysch Bosniens bekannt sind, würde eine strenge Berücksichtigung des geologischen Alters um so weniger gerechtfertigt werden können, als man mit einiger Sicherheit die habituellen Unterschiede der Diabase des Schiefergebirges von denjenigen weniger gestörter Schichtencomplexe auf dieselben Momente zurückführen kann, welche den Schiefercharakter der älteren Formationen bedingen. Nur in dem eigentlichen Grundgebirge fehlen die Diabase; hier nimmt offenbar der Gabbro in einer gewissen Weise ihre Stelle ein. Wenn intrusive Ergüsse jenes Magmas, dessen effusive Formen wir in manchen passend als olivinfreie Basalte zu bezeichnenden Gesteinen besitzen, in den jüngsten Epochen der Erdgeschichte stattgefunden haben, so dürfen wir erwarten, dass dieselben nach ihrer einstigen Blosslegung durch Erosion oder orogenetische Processe, sich als Diabase erweisen werden. Es ist daher an dieser Stelle dem geologischen Alter kein Einfluss auf die Classification der Diabasgesteine eingeräumt. Wenn man von einigen weniger glücklichen, oder doch

nur locale Bedeutung gewinnenden Gruppirungsversuchen absieht, so waren es wesentlich Gümbel und Törnebohm, welche eine Zerlegung der Diabasgesteine in mehrere gut charakterisirte Typen unternahmen. Überblickt man die Gesammtheit der bekannten Diabastypen und sucht dann nach dem am tiefsten einschneidenden Unterschiede bei denselben, so findet man diesen in dem Mangel oder dem Auftreten des Olivins. An den Eintritt dieses Minerals binden sich zugleich gewisse Structurnüancen, gewisse fernere Gesetzmässigkeiten im Mineralbestande und der Abzweigung eigenartiger, sich z. Th. weit vom Diabastypus entfernender Ausbildungsformen. Ich unterscheide daher innerhalb der Diabasreihe zunächst zwei Hauptgruppen: die eigentlichen (olivinfreien) Diabase und die Olivindiabase.

Die eigentlichen Diabase oder Diabase schlechthin

stellen den entschieden herrschenden Typus dar und bauen sich bei normaler Entwicklung aus den Mineralien Augit, Plagioklas, Ilmenit oder Magnetit und Apatit als nie fehlenden primären und also wesentlichen Gemengtheilen auf. Wie bereits oben erwähnt, hat sich eine Gliederung der Diabase nach einem Gehalte an Ilmenit oder an Magnetit als undurchführbar herausgestellt. Dagegen lassen sich von den normalen Diabasen allerdings einige, im Allgemeinen in geringerer Verbreitung auftretende Typen nach dem Hinzutreten von Quarz, einem Amphibolmineral, Magnesiaglimmer, dem Salit oder einem rhombischen Pyroxen abtrennen.

Zu dem normalen Bestande der eigentlichen Diabase gesellt sich nur bei ganz wenigen Vorkommnissen primäre Hornblende oder Magnesiaglimmer in stets sehr untergeordneter Menge; dagegen sind Calcit und andere Carbonate, Chlorit, Uralit, Epidot, Quarz und Leukoxen als secundäre Gemengtheile allgemein verbreitet, zumal im Schiefergebirge. Pyrit ist häufig vorhanden. — Was Gümbel von den silurischen und devonischen Diabasen des Fichtelgebirges behauptet, dass sie nemlich recht monotone Gesteine seien, lässt sich mit gutem Rechte von den meisten andern gleichfalls sagen. Allenthalben dieselbe Zusammensetzung und die gleichen beiden Hauptstructurtypen, welche oben beschrieben wurden. Nur durch den verschiedenen Grad der Zersetzung und Umbildung und die hieraus sich ergebenden mannichfachen Neubildungen, sowie durch die in sehr wechselndem Grade deutlichen Spuren mechanischer Deformationen entwickelt sich eine gewisse Mannichfal-

tigkeit. Die Umwandlung der Feldspathe in grüne fasrige Substanzen (Pseudophit?) ist besonders schön ausgeprägt in den Gesteinen von Nordeck und Goldberg bei Goldkronach. Etwas Biotit findet sich öfters (Schlegel), ebenso Fetzen von brauner Hornblende (Lehestenwald).

Auch die sächsischen und thüringischen Diabase, soweit ich sie habe kennen lernen, zeigen keine besprechenswerthen Eigenthümlichkeiten. Dathe, der eine grössere Anzahl der ersteren beschrieben hat, erwähnt die öfters vorkommende Umwachsung des Ilmenits durch Magnesiaglimmer. Er hat dieselben nach dem Quarzgehalt eingetheilt; doch dürfte letzterer in vielen Fällen wohl als secundär anzusehen sein. Manche der von ihm zum eigentlichen Diabas gestellten Vorkommnisse der Lausitz werden heute zum Proterobas gestellt, nach Gümbel's Vorgang. — Von typischen Thüringer Diabasen nenne ich die Gesteine aus dem Trusethal bei Herges, von Schnellbach bei Tambach und vom Stahlberg bei Schmalkalden. — Die ostthüringischen Diabase beschrieben Liebe und C. A. Müller.

Ebenso sind die schönen körnigen Diabase aus dem liegenden Theile der Wieder Schiefer des hercynischen Systems, über deren endomorphe und exomorphe Metamorphosen wir Lossen so wichtige Aufklärungen verdanken, wenn man von den oben besprochenen Structurvarietäten absieht, sehr gleichmässig ausgebildete Gesteine. Grüne Strahlsteinhornblende findet sich accessorisch im Diabas von Mägdeberg; durch ihre zierlichen Chloritsphärolithe zeichnen sich manche Vorkommnisse von Lerbach und Hasselfelde, durch hohen Gehalt an secundärem Calcit mit stark verbogenen Blätterdurchgängen der Diabas vom Ramsenberge bei Wippra aus.

Im rheinischen Schiefergebirge, diese Bezeichnung im weitesten Sinne genommen, sind die Verhältnisse ganz die gleichen. Der dem Cambrium des Hohen Venn zugehörige, von A. Renard beschriebene Diabas von Challes bei Stavelot zeigt deutlich die mit dynamometamorphen Vorgängen verknüpften Veränderungen in seinem Mineralbestande. Ob mit dem Auftreten der Diabase im Unter-, Mittel- und Oberdevon, oder im Culm am östlichen Rande des Schiefergebirges irgendwelche constante und sicher constatirte Verschiedenheiten in Zusammensetzung oder Structur verbunden seien, lässt sich heute noch nicht sicher erkennen, scheint aber kaum der Fall zu sein. Chelius, der diesen Punkt berührt, giebt an, dass die grobkörnigen unterdevonischen Diabase am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges (Grenze von Kurhessen und Wald-

eck) sich von den gleichstruirten Culmdiabasen derselben Gegend durch partielle, die feinkörnigen durch totale Ersetzung des Augit durch Chlorit unterscheiden; also nur ein pathologischer, kein wesentlicher Unterschied. In dem früher zum Gabbro gestellten, den Coblenzer Schichten eingeschalteten Diabas von Ehrenbreitenstein finden sich um den Augit oft recht breite Ränder von Hornblende, deren braune Farbe sehr allmählig in grüne übergeht. Fetzen von brauner Hornblende finden sich gelegentlich, solche von Biotit, der im Chlorit liegt und sicher secundär ist, ziemlich allgemein in den Diabasen der Lahn- und Dillgegend (Buchenau, Wissenbach, Dillenburg, Herborn u. s. w.). Quarz, wohl stets secundär, ist allenthalben, Opal dagegen sehr selten (Eisenroth) und dann fast stets mit Chalcedon gemengt nachzuweisen. Accessorischen Olivin enthalten einige Handstücke von Buchenau a. d. Lahn, anderen fehlt er vollständig. — Nach den Mittheilungen von Dechen's sind die gewaltigen Diabaslager Westphalens, welche den sogenannten Flinzschichten (untere Abtheilung des Cypridinenschiefers), die den Hauptzug des westphälischen Stringocephalenkalks begleiten, eingeschaltet sind, durch die häufige Ausbildung einer porphyrischen Facies (Labradorporphyrite) ausgezeichnet. Der Lagerzug dieser labradorporphyritischen Facies der früher Hyperit genannten Gesteine beginnt mit dem Wallenstein und Felsberg auf dem linken Ufer der Wenne bei Ober-Berge, begleitet sie bis zum Steinberge und setzt auf dem andern Ufer derselben von Antfeldt bis Altenbühren fort. Ein zweiter Zug beginnt bei Altenbühren und geht bis Giershagen. Zahlreiche einzelne Vorkommnisse liegen bei Gevelinghausen, Brilon und Bärenbeck. Die Einsprenglinge des Gesteins von Brilon bestimmte Angelbis als Labrador durch chemische Analyse, während Rammelsberg diejenigen von Gevelinghausen als Oligoklas erkannte. Zu erwähnen ist das gelegentliche Vorkommen von devonischen Korallen und Crinoideen-Stielgliedern in diesen, demnach wohl intrusiven Gesteinen. Andere den devonischen Diabasen zugehörige „Hyperite", „Grünsteine" und „Labradorporphyre" des Ruhrgebiets beschrieben Mehner und Schenck, solche Nassaus Schauf. — Die im linksrheinischen Devon des Saar- und Moselgebietes eingelagerten Diabase zeigen z. Th. sehr weitgehende Veränderungen des Augits in Uralit und Amphibol, des Feldspaths in schwer zu deutende polygene Aggregate, so dass dieselben von v. Lasaulx z. Th. sogar als Amphibolite und Diorite beschrieben wurden. Diese Gesteine nähern sich bei grobem Korn oft in hohem

Grade der Gabbrostructur und zeigen das typisch ophitische Gewebe gewöhnlich nur bei feinerem Korn.

Nach Gürich treten Diabase, welche z. Th. stark uralitisirt sind (der sog. Uralitporphyr von Janowitz gehört hierher), in der niederschlesischen Thonschieferformation lagerartig auf, die er z. Th. zum Urthonschiefer, z. Th. zum Untersilur stellt. Auch was er aus der zum Untersilur gerechneten Zone als Diorite beschreibt, scheint zu den Diabasen zu gehören, und zwar zu der von Gümbel als Epidiorit bezeichneten Abtheilung derselben. Das geht aus seiner eigenen Schilderung der structurellen Eigenschaften dieser Gesteine deutlich hervor.

In England sind die Diabase in allen palaeozoischen Formationen vom Cambrium (Holyhead Island, Gegend von Llanberis in Wales) an durch Silur und Devon (Cumberland, Westmoreland) bis in das Carbon (Becken des Firth of Forth) in typischer Ausbildung und mit allen Charakteren der deutschen Diabase zur Entwicklung gelangt. Schöne Übergänge zu labradorporphyritischer Facies scheinen in Westmoreland (Helwellyn) vorzukommen. Ob aber die typischen Labradorporphyrite dieses Gebietes und Irlands zu den intrusiven Diabasen gehören, oder als effusive Massen zu betrachten sind, vermag ich nicht anzugeben. Nach den mir bekannt gewordenen Vorkommnissen scheint letzteres der Fall zu sein. Die carbonischen Diabase der Gegend von Edinburgh scheinen ähnlich den Harzer Diabasen gelegentlich eine Art Mesostasis zu führen.

Auch die normalen Diabase im skandinavischen Silur, im Übergangsgebirge der pyrenäischen Halbinsel, in der Keweenah Series am Lake superior und anderer Localitäten besitzen durchaus im frischen und veränderten Zustande den Charakter der deutschen Repräsentanten.

Von jüngeren Diabasen möge es genügen, einige Beispiele aus dem Rothliegenden des Saar-Nahe-Gebietes anzuführen. Hierher gehört z. B. das von Laspeyres als Palatinit (d. h. dyadischer Gabbro in seinem Sinne) bezeichnete Gestein von Norheim (mit etwas accessorischer, grünfasriger Hornblende), Gegend von Schwarzerden, Herchweiler, Steinberg bei Oberlinzweiler auf der rechten Seite der Blies, Steinberg bei Baltersweiler, Grügelborn (mit etwas Enstatit, der zu Bastit verändert ist), Störzelberg bei Wolfstein (mit starker Annäherung an porphyritische Structur und oft sehr zierlichen Feldspathsphärolithen) u. A.

Törnebohm bespricht normale Diabase Grönlands, welche die

obere Kohle und Trias durchbrochen haben, von Drasche solche Spitzbergens, welche lagerartig und gangförmig in den Sedimentformationen bis zum Tertiär hinauf vorkommen.

Nach den Angaben von Schafarzik und C. von John treten in der Flyschzone Bosniens grobkörnige Diabase mit gabbroähnlicher und feinkörnige mit ophitischer Structur auf; die letzteren scheinen jedoch zu porphyrischer Ausbildung zu neigen, wie sich aus dem Vergleich derselben mit alpinen Triasgesteinen schliessen lässt, den C. von John anstellt.

Unter dem Namen Leukophyr trennte Gümbel von dem eigentlichen Diabas ein „gegenüber dem Diabas auffallend hellfarbiges Gestein mit saussüritartigem Plagioklas, blassgrünem Augit (ohne Hornblende und selten mit röthlich braunem Augit), mit einem chloritischen Gemengtheil in grosser Menge und plattenförmigem Titaneisen. Alter obersilurisch.“ — Nach eigener Kenntnissnahme von diesen Gesteinen möchte ich den Gruppencharakter derselben in dem auffallend starken Zurücktreten des Augits, in dem absoluten Fehlen der Hornblende und des Magnesiaglimmers sehen. Ein Quarzgehalt mangelt wohl nur sehr selten, es ist jedoch bei dem allenthalben sehr unfrischen Zustande des Gesteins sehr schwer, zu entscheiden, ob er primär sei oder nicht. Carbonate sind meistens sehr reichlich als Zersetzungsproducte vorhanden. Gümbel zählt hierher die Vorkommnisse von der Wartleite bei Köditz, aus dem Saalthale bei Unterkotzau, Trogen, Feilitz, Naila, Stadt Steinach, Schlegel im Fichtelgebirge, sowie die Thüringischen unfern Schadenthal und bei Gross-Neundorf unfern Gräfenthal. Ich rechne zu den Leukophyren die Diabaslager im Steiger Schiefer am Südabhang des Hochfeldes in das Weiler-Thal im Unter-Elsass. Dieser Leukophyr-Typus scheint jedoch verbreiteter zu sein; so kenne ich ihn vom Swirrel Edge im Lake-District des nördlichen Englands, und er findet sich unter den permischen Diabasen des Saar-Nahe-Gebietes zumal in der Gegend von St. Wendel (Spiemont, Grube Hoffnung bei Ruthweiler, Hirschel bei Marpingen, Rosenberg bei St. Wendel u. A.). Die letztgenannten Vorkommnisse führen deutlich und in oft nicht ganz geringer Menge neben den Plagioklasleisten einen kurz rectangulären Feldspath, den man nach den Analysen der Gesteine wohl für Orthoklas, oder doch für einen Kalifeldspath halten darf. Neben freiem Quarz treten Carbonate auf, die nach einer brieflichen Mittheilung meines Freundes Lossen keineswegs nur Calcit sind. — Vielleicht gehört auch hierher ein

UNIVERSITY CALIFORNIA

von v. Drasche beschriebener sehr frischer Diabas aus den Cordillere von Santa Cruz auf Luzon, welcher neben Magnetit und einem magnesiareichen, stark pleochroitischen Augit mit Diallaghabitus einen, wie hervorgehoben wird, sehr kalireichen Feldspath enthält. Das Gestein steht in Verbindung mit Dioritschiefern. — Mit Zunahme des Feldspaths überhaupt, besonders aber mit reichlicherem Eintritt der kurzrectangulären Abart desselben vermindert sich der typische, diabasisch-körnige Structurcharakter mehr und mehr.

Als Quarzdiabase trennt man vom normalen Diabas die wenigen Vorkommnisse, deren Gehalt an freier Kieselsäure sicher ein primärer ist. Dieser Quarzgehalt stellt einen Krystallisationsrückstand dar und füllt daher die Interstitien der übrigen Gemengtheile. Nur Rothpletz beschreibt als Quarzdiabase und Quarzdiabasporphyrite von Nossen und Niederwiesa in Sachsen Gesteine mit einsprenglingsartigen Quarzdihexaëdern — eine bei der Zusammensetzung des Diabas schwer verständliche Thatsache. Dass auch Dathe manche der sächsischen und Lausitzer Diabase zu den Quarzdiabasen stellte, ward oben erwähnt. Cohen beschrieb solche in Gängen aus dem Granit von Taba-Umboom und aus dem Porphyrgebiet des Umkomate in Südafrika. — In seiner inhaltreichen Arbeit über die wichtigeren Gabbro- und Diabastypen Schwedens hat Törnebohm eine Anzahl gangförmig im Gneiss und in untersilurischen Schichten Schonens im südlichen Schweden auftretender Gesteine, sowie ein deckenartig über Graptolithenschiefer bei Konga ausgebreitetes Vorkommen als Konga-Diabase zusammengefasst. Dieselben bestehen bei feinem Korne vorwiegend aus einem von HCl angreifbaren, also basischen Plagioklas, aus einem nicht selten ganz oder theilweise idiomorph begrenzten, zu Zwillingsbildung nach (100) neigenden gelblichbraunen Augit, neben welchem ein farbloser, sehr leicht zersetzbarer monokliner Pyroxen (Salit) in untergeordneter Menge vorkommt, aus reichlichem Apatit, von Leukoxen umrandetem Magnetit und nicht unbedeutenden Mengen von jedenfalls z. Th. primärem Quarz. Dieser Quarz tritt auch vielfach mit Feldspath zu granophyrischen Verwachsungen (Schriftfeldspath Törnebohm's) zusammen. Der Augit ist oft mit Amphibol in paralleler Stellung verwachsen oder wird von demselben gänzlich eingehüllt. Der erstgenannte Augit ist sehr allgemein von einer im frischen Zustande nicht erkennbaren basischen Spaltbarkeit aus in eine braungrüne opake Substanz umgewandelt, aus welcher sich dann erst ein grünes Mineral, bald mit deutlicher Glimmerstructur

und lebhaft pleochroitisch, bald in regellos verfilzten schuppigen und blättrigen Aggregaten entwickelt, welches, ohne gelöst zu werden, unter der Einwirkung von HCl seine Farbe verliert. Törnebohm hält diese grüne, meistens mit Epidotkörnchen durchspickte Substanz für Chlorit. Secundärer Calcit findet sich gleichfalls. Diese Konga-Diabase wären demnach entschieden zu den Quarzdiabasen zu rechnen; ihr Hornblendegehalt schliesst sie nahe an die gleichfalls oft primären Quarz enthaltenden Proterobase an. Dem Konga-Typus gehören nach Törnebohm's Angaben auch manche Vorkommnisse des mittleren Schwedens, südwestlich der Zinkgruben von Åmmeberg am Nordende des Wetternsees, nördlich von Sala, Billingfors in Dalsland u. a. m. an. — Auch auf Sumatra kommen nach Verbeek's Beschreibungen Quarzdiabase mehrfach vor.

Durch die constante und reichlichere Beimengung eines stets mehr oder weniger vollkommen idiomorphen, farblosen, nach oP spaltbaren monoklinen Pyroxens ist die hiernach benannte Gruppe der Salitdiabase charakterisirt. Dieselben wurden zuerst unter den schwedischen Diabasen von Törnebohm und von mir gleichzeitig aufgefunden. Zu denselben stellen sich von den Törnebohm'schen Typen der Hunne-Diabas und der Salit-Diabas. Zu den ersteren gehört die 200′ mächtige Decke über den cambrischen und untersilurischen Schichten am Hunneberg und Halleberg am Südende des Wenernsees, deren normaler, stets allotriomorpher Augit von Merian untersucht wurde. Den Feldspath dieses Gesteins, welches gelegentlich, aber nicht constant kleine Mengen von Quarz, Hornblende und Biotit enthält, bestimmte Törnebohm als Labrador. Das Eisenerz dieses Diabas ist Ilmenit. Die Structur nimmt hie und da durch keilförmige Partien sehr kleiner und wirr verfilzter Plagioklasleistchen einer jüngeren Generation, zwischen welchen sich vielleicht bisweilen eine geringe Menge verkittender Basis befinden mag, einen porphyrischen Charakter an. — Der von Törnebohm speciell als Salitdiabas bezeichnete Typus findet sich in mächtigen Gängen in Granit, Gneiss und cambrischen Sandsteinen der Provinz Smaaland zumal bei Nässjö und Sandsjö, ebenso häufig im südlichen Dalekarlien, spärlich in Södermanland und Ostgothland. Die Zusammensetzung ist diejenige der Hunnediabase, doch findet sich bisweilen accessorischer Olivin und die Structur, sowie der Erhaltungszustand schwanken bedeutend. Neben der normalen Diabasstructur ist zumal eine der porphyrischen angenäherte Structur verbreitet, wie sie auch vom Hunnediabas erwähnt wurde. — Zu den Salitdiaba-

sen gehört auch das Gestein des mächtigen, als Great Whinsill bezeichneten Lagers im Carboniferous limestone der Grafschaften Durham und Northumberland, über welches Teall eine interessante Monographie geliefert hat. Die Lagernatur dieses Salitdiabas wird durch die Umwandlung des Kohlenkalkes im Liegenden und Hangenden zu körnigem Kalk (sugar limestone) bewiesen; zwischen das Eruptivlager und den im Liegenden metamorphosirten Kalk schiebt sich eine 6 Zoll mächtige Lage verkieselten Gesteins (chert) von schlackiger Structur ein. Der normale Augit dieses Gesteins zeigt oft sehr deutliche Diallagspaltbarkeit und die Structur des Gesteins kann eine sehr gabbroähnliche werden. Randlich finden sich porphyrische Facies derselben Art, wie sie vom Hunnediabas erwähnt wurden und hier ist zwischen den Plagioklasleistchen zweiter Generation eine Gesteinsbasis nicht selten sicher nachweisbar. Auch die vom Kongadiabas beschriebenen granophyrischen Quarz-Feldspath-Aggregate sind an manchen Stellen sehr schön ausgebildet und primärer Quarz ist auch sonst mehrfach nachweisbar. Neben dem allenthalben vorhandenen Salit ist auch Bronzit stellenweise zu beobachten. Dass in diesem Gesteine zweierlei Plagioklase vorkommen, ist durch die oft auffallende Frische eines Theils gegenüber der Zersetzung anderer Durchschnitte, und durch den verschiedenen Grad der Doppelbrechung klar angedeutet. — Ebenso gehören zu den Salitdiabasen die von Hawes nach ihrem Augit- und Feldspathgehalt genau untersuchten Gesteine im Connecticut-Sandstein, welchem triasisches Alter zuerkannt wird. Der Salit dieser Vorkommnisse (New Haven, Westville, Jersey City u. s. w.) ist sehr deutlich älter als der normale Augit und der Plagioklas*. Die Übereinstimmung dieser Gesteine in Zusammensetzung und Structur mit dem

* Neuerdings hat Iddings (Amer. Journ. 1886. May XXXI. 321—331) gelegentlich einer interessanten Mittheilung über die Absonderungsformen schmelzflüssiger Gesteine ein hierher gehöriges, nach seiner Ansicht sehr wahrscheinlich effusives Vorkommen von Orange Mountain bei Orange, N. J., beschrieben. Er erwähnt den Salit nicht, beobachtete aber Olivin, von welchem er das chloritische oder serpentinöse Pigment des Gesteins glaubt ableiten zu sollen. Entsprechend dem effusiven Charakter dieses Vorkommens ist die Structur porphyrisch und die Menge des amorphen Krystallisationsrückstandes nimmt ab mit der Entfernung von den Abkühlungsoberflächen. Iddings betont diese Übereinstimmung zwischen geologischer Erscheinungsform und Structur mit Recht. Er erwähnt übrigens die meistens holokrystalline Structur dieser Connecticut-Diabase, über deren Lagerungsform W. Morris Davis (Bull. Mus. compar. Zoology at Harvard College VII. No. 9. 1883 und Amer. Journ. XXIV. No. 143. 345. 1882) eingehende Mittheilungen machte.

Whinsill-Diabas ist eine überraschend grosse. — Nach Angaben von Frazer stimmen die Diabase in den mesozoischen Sandsteinen der York- und Adams-Counties in Pennsylvanien durchaus mit denen des Connecticutthales; doch scheinen nach seiner Beschreibung hier auch proterobasähnliche Typen vorzukommen.

Eine andere, sich anscheinend rasch vergrössernde Gruppe der Diabase kann nach einem constanten und oft nicht unbeträchtlichen Gehalte an einem rhombischen Pyroxen als Enstatitdiabase abgetrennt werden. Die ältesten Repräsentanten dieser Abtheilung finden sich in den cambrischen Schichten der Grafschaft Wales; es gehören dahin die Gesteine von Pen-man-mawr und von Conway. Der rhombische Pyroxen, welcher grösstentheils in Bastit umgewandelt wurde, scheint nach dem optischen Verhalten der frischen Reste zum Bronzit zu gehören. Derselbe ist durchweg idiomorph und älter als Augit und Plagioklas. Da auch primärer Quarz in nicht unbedeutender Menge in diesen Trappgesteinen auftritt, so erweisen sich auch die Feldspathe als idiomorph in hohem Grade. Dass diese Gesteine eine grössere Verbreitung in den englischen altpalaeozoischen Schichten besitzen, beweist die Arbeit von Watts, der dieselben als intrusive Massen mit normaler Diabasstructur in dem Cambrium der Breidden Hills an der Grenze der Grafschaften Shropshire und Montgommeryshire bei Bausly, Trewern und Buttingdon auffand. — Unter den deutschen palaeozoischen Diabasen ist mir nur einer bekannt geworden, von Hempla bei Bad Steben im Fichtelgebirge, in welchem reichliche Bastitindividuen wohl auf einen ursprünglichen Bronzitgehalt schliessen lassen. — Vielleicht kann auch hierher ein dem Konga-Typus Törnebohm's nahestehender Diabas von Grangärde in Dalekarlien wegen seines Gehaltes an einem farblos durchsichtigen rhombischen Pyroxen gestellt werden. — Ziemlich oft findet sich dieser Typus in den permischen Diabasen des Saar-Nahe-Gebietes, so am Ausgang von Überroth nach Dautweiler, an der Strasse von Lichtenberg nach Baumholder, bei Seelen u. s. w. — Auch in Sumatra ist dieser Typus nach Verbeek's Angaben vertreten, spielt aber lebhaft in den Gabbrotypus hinüber.

Gümbel trennte von den Diabasen gelegentlich seiner Untersuchungen an den fichtelgebirgischen Gesteinen einen Typus ab, den er mit dem Namen Epidiorite belegt hat. Nach seiner Darstellung sind das in schmalen Gängen zwischen obercambrischen und untersilurischen Schichten auftretende, mineralogisch durch einen

fasrigen Amphibol von grüner Farbe, Plagioklas in Putzen oder Leisten, untergeordneten röthlichbraunen oder grasgrünen Augit, einen chloritischen Gemengtheil in unregelmässigen Putzen, Titaneisen mit Leukoxen oder Magnetit, Pyrit und Apatit charakterisirte Gesteine. Der Plagioklas soll nach der Analyse z. Th. ein Labrador, z. Th. saussüritartig, der chloritische Gemengtheil aus Hornblende und Augit, z. Th. auch aus einer Zwischenklemmungsmasse hervorgegangen sein. Gümbel zählt hierher u. A. die Vorkommnisse von Eisenbühl bei Naila, Hirschberg, Moos, Blankenstein, Tiefengrün, Goldkronach, Metzlersreuth im Fichtelgebirge, Sauerstein bei Königssee unfern Saalfeld in Thüringen und Gökum in Schweden. Fasst man die Form des geologischen Verbandes und die Altersgrenze weniger eng, so kehrt dieser epidioritische Typus in weiter Verbreitung in den Vogesen (Château Lambert, Oberbruck, Saulx, Dolleren, Biarville, Sanelberg bei Barr u. a. O.), in Cornwall (nach Beschreibungen von Phillips), im Brazil Wood, Charnwood Forest (nach Hill und Bonney, Allport), in den Ardennen (Champ St. Véron nach Vallée-Poussin und Renard), im Mâconnais und Beaujolais (nach Michel-Lévy), im böhmischen Silur (nach Helmhacker), im westrheinischen Schiefergebirge (nach v. Lasaulx) wieder. Eine gewisse Variabilität des Typus wird durch das gelegentliche Eintreten von Quarz oder von brauner Hornblende, beziehungsweise braunem Glimmer erzielt. Muss es schon auffallen, dass dieser Diabastypus nur im dislocirten Gebirge, nirgends in ungestörten Schichtensystemen gefunden wird, so ergiebt eine sorgfältige Verfolgung dieses Typus nach dem normalen Diabas einerseits, dem Amphibolit gewisser altpalaeozoischer Schichtensysteme andererseits, dass derselbe keine normale Gesteinsgruppe, sondern eine Etappe auf dem Wege der Metamorphose von Diabas zu Amphibolit darstellt. Diese Ansicht hat sich wohl zuerst bei dem Studium hierher gehöriger Typen aus dem Schiefergebirge von New Hampshire, U. S. A., die er metamorphic diorites nennt, G. Hawes aufgedrängt. Auch die diesem Typus so oft eignende, wenn auch gelegentlich recht versteckte Schieferstructur erkannte der genannte Forscher bereits. Liebe, welcher diese Gesteine in der Gegend untersuchte, wo von Gümbel der Begriff aufgestellt wurde, sprach es zuerst entschieden aus, dass der Epidiorit einst ein etwas Hornblende führender Diabas war, welcher seinen jetzigen Habitus secundär durch Umwandlung des Augits in Hornblende und Chlorit und eines Theils seines Plagioklases hauptsächlich in Albit

und Calcit erhalten hat (Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abhandl. z. Geolog. Spezialkarte von Preussen u. d. Thüring. Staaten. Bd. V. Heft 4. S. 83). Lossen, der diese Metamorphose mit dem ihm eigenen Scharfblick im Harz studirt und durch Schrift und Bild in vollendeter Darstellung erörtert hat, schloss sich dieser Auffassung entschieden an, deren Richtigkeit ich bereits seit Jahren nach dem Erscheinen der 1. Auflage dieses Buches gleichfalls erkannt und theils in Referaten selbst oder in Arbeiten meiner Schüler (M. Miklucho-Maclay. L. J. 1885. I. 69) durch diese habe aussprechen lassen. — Dass der in einem bestimmten Stadium in den Epidioriten vorliegende Gang der Diabasmetamorphose durchaus parallel der Bildung der Saussüritgabbros aus normalem Gabbro ist, beweist der in den Epidioriten oft auftretende Epidot, sowie der gleichfalls diesem Gestein nicht fremde Zoisit (Jägersruh bei Nordhalben im Fichtelgebirge).

Mit dem Namen Proterobas belegte Gümbel ein vor- bis mittelsilurisches Massengestein, welches aus grüner oder brauner, nicht stark fasriger Hornblende, röthlichbraunem Augit, zweierlei plagioklastischen Feldspathen, einem chloritischen Gemengtheil, vorwaltendem Ilmenit, spärlicherem Magnetit, meistens auch mit etwas Magnesiaglimmer besteht. Die Altersgrenze wird von Gümbel selbst nicht ganz strenge innegehalten; die Angabe von zweierlei Feldspath beruht auf dem Vorhandensein eines „saussüritischen" Feldspaths neben Labrador oder Oligoklas; die Hornblende ist bei brauner Farbe meistens vollständig compact und hat den Habitus der basaltischen Hornblende. Ein ursprünglicher geringer Quarzgehalt ist ziemlich verbreitet. Die Existenzberechtigung des Proterobas als eines selbständigen Typus würde demnach, da die fasrige grüne Hornblende auch hier oft mit grosser Sicherheit als secundär (Uralit und Aktinolith) erkannt werden kann, auf die Anwesenheit primären Amphibols von meistens brauner, selten grüner Farbe sich stützen müssen; die Unterscheidung von dem mineralogisch gleich zusammengesetzten Augitdiorit wäre in der Structur zu suchen. Zu dem Proterobastypus zählte Gümbel ausser den fichtelgebirgischen Vorkommnissen vom Ochsenkopf bei Fichtelberg, Heilig Grab bei Hof, Goldkronach, Hallerstein, Wiersberg, Kupferberg, Steben, Feilitz u. A. auch diejenigen von Neustadt bei Stolpen in Sachsen, Rübeland am Harz, Dillenburg in Nassau und vom Ballon de St. Maurice in den Vogesen. Man hat demselben noch angeschlossen eine Reihe von Lausitzer Diabasen (Strehwalde, Göda, Stiebitz,

Grossschweidnitz, Eberbach, Kottmarsdorf u. A.), den als Winzenburger Diorit bekannten Diabas von der Rosstrappe am Harz, einzelne wohl gangförmige Massen aus dem Amphibolgranitit von Hohwald in den Vogesen oder seiner nächsten Umgebung, ferner mehrere linksrheinische Vorkommnisse von Kürenz bei Trier, aus der Gegend von Saarburg, sowie von Hahnenbach bei Kirn, und rechtsrheinische aus der Gegend von Dillenburg und Herborn. — Nun hat aber auch hier Lossen darauf aufmerksam gemacht, dass sicherlich in manchen Fällen selbst die compacte Hornblende von grüner und brauner Farbe secundär sei, und dass demnach Gesteine, die eine solche führten, nicht von den normalen Diabasen getrennt, sondern als secundär veränderte Formen derselben zu betrachten seien. Er fordert eine derartige Auffassung ganz besonders für das Rosstrappe-Gestein. Bei einer Revision der deutschen Proterobasvorkommnisse ergiebt sich, dass die meisten derselben mehr oder weniger deutliche Spuren von Kataklasstructur besitzen, dass ein Gehalt an Hornblende, die nicht sicher secundär sei, sehr oft ganz fehlt oder doch nur in so geringen Mengen vorkommt, dass man denselben kaum betonen darf; dass in wieder andern dieser Gesteine eine den Diabasen fremde Structur sich findet und dass sie fast alle secundären, aus Chlorit hervorgegangenen Biotit führen. Von den fichtelgebirgischen Repräsentanten, die ich studiren konnte, (Heilig Grab, Ochsenkopf, Buttermühle, Galgenleite, Kissling bei Steben, Küllreuth, Tresselwald) enthält nur das Gestein von der Galgenleite unzweifelhaft neben primärem röthlichen Augit auch primäre rothbraune Hornblende. Beide Mineralien bilden grosse idiomorphe Krystalle, welche in einer feinkörnigen Grundmasse von leistenförmigen Plagioklasen liegen. Die Structur erinnert sehr lebhaft an diejenige gewisser Teschenite. — In den Lausitzer Proterobasen bildet der selten braune, meistens grüne Amphibol zumeist nur fetzenartige Einschlüsse im Augit oder er umgiebt ihn mit einem schmalen Mantel (Stiebitz, Strehwalde). Das Gestein aus dem Bahneinschnitt von Grossschweidnitz W. von Löbau enthält sicher primäre braune Hornblende, dürfte aber seiner Structur nach besser zum Augitdiorit zu stellen sein. — Die grüne Hornblende des sog. Proterobas von Göda ist wahrscheinlich secundär; das Gestein gehört wohl wegen eines allerdings nicht grossen Gehaltes an Hypersthen und einem fast farblosen rhombischen Pyroxen zum Enstatitdiabas. — Von den rheinischen früher von mir zu den Proterobasen gestellten Vorkommnissen dürfte nur Kürenz primäre braune Horn-

blende führen; doch wechselt die Zusammensetzung des Gesteins in verschiedenen Handstücken so bedeutend, dass es mir unmöglich ist, den herrschenden Typus von abweichenden Ausbildungsformen zu unterscheiden. — In den südvogesischen Regionen (Ternuay u. a. O. im Sâone-Département) findet sich keine primäre Hornblende; — ob der grüne, weit seltener bräunliche Amphibol der Hohwald-Proterobase primär oder secundär sei, vermag ich nicht mit Sicherheit zu entscheiden. — Ein der oben gegebenen Definition von Proterobas durchaus entsprechendes Gestein, in welchem allerdings die braune Hornblende zum grossen Theil durch braunen primären Glimmer ersetzt wird, wurde mir von dem Badeorte Abás Tumán im Caucasus bekannt. — Sieht man sich nun in der Literatur um, so wird von Skandinavien Proterobas vielfach erwähnt, so z. B. von Svedmark aus dem südlichen und mittleren Schweden, wo er wohl nicht zufällig allenthalben im Gneiss aufsetzt, während die Diabase der palaeozoischen Schichtensysteme dieses Gebiets normalen Typen angehören. Brögger bespricht quarzfreien Proterobas mit braunem, blaugrünem oder grünlichbraunem, oft sehr schön idiomorphem Amphibol gangförmig vom Törtberge und Uranienborg in Christiania; der Feldspath dieser Gesteine hat nicht die typische Leistenform der Diabasplagioklase, sondern ist mehr kurzrectangulär. Auch aus dem Gebiet des Langesundfjord giebt derselbe Verfasser den Proterobas mit braunem Amphibol aber porphyrischer Structur an. — H. Reusch bespricht Proterobas mit braunem, randlich in grüne Farbe auslaufendem Amphibol, dessen Feldspath z. Th. stark epidotisirt ist, gangförmig von der Nordseite von Hovedö bei Christiania und den Diabas überlagernd zwischen Slemmestad und Ödegaarden. — Phillips bespricht Gesteine von der Zusammensetzung der Proterobase als Lager in den Killas-Schiefern von Westcornwall aus der Umgebung von Tolcarn, deren zusammen mit Aktinolith und Tremolit vorkommende braune Hornblende von ihm wohl um so mehr mit Recht für secundär gehalten wird, als alle diese Mineralien auch in der Umgebung der Diabase in dem Schiefer zur Entwicklung gelangten. Von hoher Bedeutung ist die Analogie dieser Vorkommnisse mit den durch ihren Axinit-, Granat- und Amphibolgehalt bekannten Schiefern des Cape-Cornwall-Districts. Hier fehlen allerdings die Diabase, aber bezeichnenderweise treten Amphibolite und grüne Schiefer auf. Auch unter den von demselben Autor beschriebenen Diabasen des centralen und südöstlichen Cornwall finden sich Proterobastypen. — Liebisch

(Z. D. G. G. 1877. XXIX. 713) bespricht einen Proterobasgang im Granitporphyr des Gebel Om al Tenasseb in Aegypten, den er direct mit den Gängen im Lausitzer Granit vergleicht. — Nach Cohen gehören hierher gewisse Gesteine der unter den Laven in der Caldera entblössten Diabasformation Palmas, welche von ältern Forschern zum Hypersthenit gestellt wurden, nach Götz ein solches von Marabastad in Südafrika, dessen braune Hornblende von grüner umrandet wird. Letztere wird für eine zugewanderte Neubildung, nicht für ein Umwandlungsproduct gehalten. — Wiik beschreibt einen Gang-Proterobas aus dem Granit von Helsingfors. — Dass die von Schauf beschriebenen Proterobase aus dem Nassauischen z. Th. nicht wirkliche Proterobase seien, geht aus seiner eigenen Beschreibung der in ihnen enthaltenen Hornblende von bald brauner, grüner oder blaugrüner, auch an demselben Individuum wechselnder Farbe hervor. Eine sicherere Stellung nehmen hier nur die von ihm beschriebenen Proterobase von Burg an der Dill (mit reichlicher brauner Hornblende) und das Gestein vom Eingang des Rupbachthales ein, welches Lossen jedoch (es enthält auch reichlich blaue Hornblende) zum Dioritporphyrit stellt. — Cathrein beschrieb einen Proterobas von Leogang im Salzburgischen, dessen fast farbloser oder blassbräunlicher Augit stets den Kern idiomorpher brauner oder grüner Hornblendeindividuen bildet, und dessen Biotit stets den Ilmenit umrandet. Ich möchte das Gestein seiner Structur nach lieber zum Augitdiorit stellen. — Hawes beschreibt einen Diabas von Rye in New Hampshire von der mineralogischen Zusammensetzung des Proterobas, hält aber dessen tiefbraune und compacte Hornblende trotz dieser Structur für secundär. — Nach Tawney und Bonney würden proterobasartig zusammengesetzte Gesteine im nördlichen Wales, zumal in der Umgebung der Vorgebirge Lleyn und Penarfynydd einige Verbreitung besitzen. — Macpherson erwähnt Diabas mit grüner uralititscher und brauner compacter Hornblende aus dem nördlichen Theil der Provinz Sevilla.

Blickt man nun zurück auf die lange Reihe der proterobasartigen Diabase, so ergiebt sich, dass sie ausnahmslos in Gebieten auftreten, die durch metamorphe Vorgänge charakterisirt sind; nicht ein einziger Proterobas ist bisher in ungestörtem Gebirge gefunden worden. Dass der Hornblendegehalt dieser Gesteine auch da, wo sich das genannte Mineral in compakten Individuen findet und sich nicht sofort und unzweifelhaft als eine Paramorphose nach Augit documentirt, vielfach aus dem Pyroxen abgeleitet werden muss, scheint

nach dem übereinstimmenden Urtheil vieler Forscher nicht wohl bezweifelt werden zu können. Echter und primärer Proterobas, wenn man mit diesem Namen nicht einen blossen Altersbegriff verbindet, sondern darunter amphibolführende Diabase versteht, ist demnach jedenfalls recht selten. Immerhin wird dieser Typus auf Grund der bis heute vorliegenden Beobachtungen nicht durchaus gestrichen werden dürfen; seine Existenz wird auch durch gewisse porphyrische Ergussgesteine wahrscheinlich gemacht. Zu diesen gehören auch wohl manche von Verbeek als Proterobas beschriebene, aber deutlich porphyrisch struirte Gesteine von Sumatra. Man wird jedoch zugestehen müssen, dass eine nicht unbeträchtliche Anzahl der bisher als Proterobase beschriebenen Vorkommnisse ähnlich, wie der Epidiorit, nur dynamo- oder contactmetamorphe Formen normaler Diabase darstellen. Diese Auffassung wird gestützt durch die auch in diesen Gesteinen nicht selten wahrnehmbare, mit der Amphibolumwandlung des Pyroxen Hand in Hand gehende Veränderung des Feldspaths in Albit und Calcit oder Albit und Epidot.

So häufig ein geringer Gehalt an Magnesiaglimmer in den Diabasen ist, scheint doch ein eigentlicher Glimmerdiabas, d. h. ein durch constanten und wesentlichen Biotitgehalt charakterisirtes intrusives Lagergestein nicht vorzukommen. Die von Hawes, Emerson und Mügge beschriebenen Glimmerdiabase scheinen besser ihre Stelle bei den Kersantiten zu finden.

Seit Palassou werden mit dem Namen Ophit gewisse Eruptivgesteine bezeichnet, die am NW.-Fusse der Pyrenäen in einzelnen Kuppen auftreten, welche ziemlich deutlich dem Hauptstreichen des Gebirges sich parallel ordnen. Der Name ist dann auf ähnliche oder identische Gesteine am Südfuss der Pyrenäen übertragen und hat sich von hier aus nicht nur über Asturien verbreitet, sondern ist auch von Macpherson nach Südspanien und später nach Portugal verpflanzt worden. Die französischen Forscher haben die Bezeichnung Ophit auf nord- und südafrikanische Gesteine angewandt und brauchen ihn gelegentlich geradezu für Diabase, wohl auch für doleritische Basalte. In dieser Allgemeinheit möchte ich dem Ophit keine Beachtung geben. Die folgenden Bemerkungen beschränken sich auf pyrenäische, südspanische und portugiesische Vorkommnisse, und zwar nach Abzug solcher Gesteine, die wie z. B. der oben besprochene Elaeolithsyenit von Pouzac offenbar einer ganz fremden Gesteinsfamilie angehören. Nach den Beschreibungen von A. Michel-Lévy, Macpherson und Kuhn, sowie nach eigenen Beobachtungen an

zahlreichen Vorkommnissen, gehören die nordpyrenäischen Ophite aus den Dep. Basses- und Hautes-Pyrénées sämmtlich zu den hypidiomorph-körnigen Plagioklas-Augitgesteinen und damit in die Classe der Diabase. Dass diese Gesteine von früheren Forschern den Dioriten zugesprochen wurden, beruht auf der weiten, man kann fast sagen allgemeinen Verbreitung des Uralits in denselben. Man kann bei diesen Ophiten recht gut zwei Typen unterscheiden, einen augitreichen und einen plagioklasreichen. Als Repräsentanten des ersteren betrachte ich einen unfern vom Elaeolithsyenit von Pouzac im Adour-Thale auftretenden, recht frischen Ophit. Derselbe besteht aus auffallend grossen, im frischen Zustande fast farblosen, nach (110) und (100) spaltenden, zum grössten Theile in grünen Uralit umgewandelten Augit, in welchem zahlreiche, aber sehr kleine, frische Plagioklasleisten kreuz und quer eingelagert sind. Diese Plagioklase sind, zumal randlich, durch feinste staubförmige Interpositionen braun gefärbt, wie in manchen Gabbros und in einigen nordischen Diabastypen. Die grossen Augit-Uralit-Individuen sind nicht idiomorph, sondern begrenzen sich gegenseitig in unregelmässigster Weise. Zwischen denselben ist der Plagioklas oft nesterweise zusammengedrängt und die einzelnen Individuen des Feldspaths ragen dann idiomorph in die Ränder des Augit hinein. Nur selten nimmt der Augit bräunliche Farbe an oder es wechseln bräunliche oder fast farblose Stellen an demselben Augitindividuum (Pech de Salies). Apatit und Ilmenit zeigen nichts Aussergewöhnliches. Bei den veränderten Gesteinen ist der farblose Augit anscheinend in Serpentin, der dunklere in Chlorit übergegangen, wenn man aus der Stärke der Doppelbrechung bei diesen grünen Aggregaten schliessen darf. Der Uralit macht die gleiche Umwandlung durch und daneben entwickelt sich reichlich Epidot, in welchen auch der Feldspath oft grösstentheils übergeht, während in anderen Fällen der Feldspath unter starker Ausscheidung von Calcit zu kaolinartig trüben Massen verändert scheint. Aus dem Ilmenit entsteht Titanit (Leukoxen). Die Epidotbildung ist oft eine auffallend reichliche und dann findet sich wenig oder kein Chlorit und Serpentin. Die Feldspathe der französischen Ophite bestimmte Michel-Lévy nach der geringen oder grösseren Auslöschungsschiefe als Oligoklas und als Labrador und er unterscheidet die Ophite geradezu in Oligoklas-Ophite (Pech de Salies, Perigagne bei Bastenne, Kirche von Gaujacq, Mont-Né bei Cauderets, Biarritz, St. Béat) und Labrador-Ophite (Laprabende bei Caupenne, Lès). Quarz,

welcher gelegentlich vorkommt, dürfte secundär sein, Olivin fehlt durchaus. Diesem augitreichen, bezw. uralitreichen Typus gehören neben Pouzac die Vorkommnisse von Laprabende, Biarritz, St. Pédéhourat, Gabas, Col de Meuthe, Pène-St.-Martin u. a. an. Auch das Muttergestein des Aërinit von Cazerras in Aragonien, dessen farbloser Augit bisweilen in recht scharfer Diopsidform auftritt, gehört hierher. — Ein zweiter Typus ist durch Armuth an Augit oder seinen Umwandlungsproducten, durch starkes Vorwiegen des Plagioklas charakterisirt. Letzterer bildet dann breite und grosse Leisten, die neben der Albitlamellirung auch das Karlsbader und Periklin-Gesetz oft erkennen lassen, und der nie farblose, sondern stets hellrosa oder hellgrünlich gefärbte Augit erscheint in allotriomorphen Körnern den Feldspathen zwischengeklemmt. Dahin gehören die Gesteine von der Kirche von Gaujacq, Lès, Salies de Salat u. A. Biotit kommt in beiden Typen gelegentlich in geringer Menge vor; Apatit und Ilmenit oder Magnetit sind im zweiten Typus ganz dieselben wie im ersten. Dieser zweite Typus hat ganz den Habitus der feldspathreichen Diabase der deutschen Schiefergebirge und erleidet die gleiche Zersetzung und Umwandlung, wie diese. Einen mir unbekannt gebliebenen Typus mit primärer, auch wohl idiomorpher, in der Prismenzone von (110) (100) (010) begrenzter, auch Augitkerne führender Hornblende erwähnt Kuhn als Seltenheit von Bélair, SW. Pau (mit Analcim) und Herrières bei Oloron. Hinneigungen zu porphyrischer Structur scheinen trotz des gelegentlichen Anwachsens der Dimensionen des einen oder andern Gemengtheils nicht vorzukommen.

Mit den nordpyrenäischen Ophiten scheinen eigenthümliche Ausbildungsformen geologisch eng verknüpft zu sein, welche mir nur durch Handstücke (von B. Stürtz in Bonn erhalten) bekannt geworden sind. Dieselben stammen von Garraux, Bézius, Saint Lary und Eup in der Hte. Garonne. Sie enthalten nur in sehr geringen Mengen oder auch gar keinen unveränderten Augit, an welchem dann gelegentlich die sanduhrförmigen Wachsthumsformen der jüngeren Eruptivgesteine trotz des meist vollständigen Mangels idiomorpher Begrenzung wahrnehmbar sind. Der Augit ist vielmehr fast durchweg in Uralit, dessen Färbung noch die alten Sanduhrformen des Minerals erkennen lässt, umgewandelt und dieser Uralit zeigt oft eine überraschend starke mechanische Deformation, seine Lamellen sind mit auffallend kleinem Radius gebogen. Neben dem Uralit, und bisweilen bis zur Verdrängung desselben, ist sehr

stark pleochroitische rothbraune Hornblende in z. Th. durchaus idiomorphen Individuen entwickelt, die randlich gern in grüne Hornblende übergehen. Die Hornblende hat den Habitus der basaltischen mit kräftigem Pleochroismus, c = b = rothbraun, a = gelb. Biotit erscheint oft neben der Hornblende. Der Ilmenit ist meistens vollständig in Titanit umgewandelt, der bald körnige Aggregate in der Ilmenitform, bald idiomorphe Individuen bildet. Der zwillingsgestreifte Feldspath ist meistens ganz oder doch grösstentheils verschwunden, statt seiner findet sich ein stark mit Epidot durchwachsenes farbloses feldspathähnliches Mineral mit nicht unbedeutender Doppelbrechung. Dasselbe zeigt bisweilen recht deutlich eine Spaltbarkeit nach zwei gleichwerthigen, sich unter 90° schneidenden Richtungen. Die gegen die Spaltung quer geführten Schnitte geben das Axenbild einaxiger Körper mit negativer Doppelbrechung, in den zu der Spaltbarkeit parallelen Richtungen ist die Auslöschung parallel den Spaltrissen. Darnach wird man diese Substanz der Skapolithreihe zuweisen müssen. Die Menge dieses Minerals und des Epidots stehen anscheinend im umgekehrten Verhältniss. Ein schwach doppelbrechendes, feldspathähnliches Mineral, welches neben dem Skapolith vorzukommen scheint, gelang es nicht zu bestimmen. Der Apatit erscheint, wie bei manchen Gabbros, in eiförmigen Körnern. Die Structur dieser Gesteine hat keine Ähnlichkeit mit derjenigen der Diabase, sondern erinnert vielfach durch die gegenseitige Durchdringung der verschiedenen Gemengtheile an die Structur krystalliner Schiefer, oder vielleicht besser an diejenigen mancher skandinavischen, aus Diabas hervorgegangenen Saussüritgabbros. — Zwischenformen zwischen normalem Ophit und diesen, vielleicht dynamometamorphen Formen nach mineralogischem Bestande und Structur sind mir von Pic Saint-Mont bekannt geworden.

Den normalen nordpyrenäischen Typen scheinen die von Calderon, Quiroga, Yarza besprochenen baskischen und asturischen, im Cenoman aufsetzenden Ophite zu entsprechen, nur dürften nach den Schilderungen der genannten Forscher Annäherungen an porphyrische Structur vielfach stattfinden. — Durch die überaus häufige geologische Verknüpfung von typisch diabasisch-körnigen, mit ebenso typischen augitporphyritischen Varietäten scheinen die Vorkommnisse der Provinzen Cadix und Sevilla charakterisirt zu sein, welchen ihr Beschreiber Macpherson postnummulitisches Alter zuspricht. Varietäten der ersten Art lernte ich durch die Güte Macpherson's von Benamahoma, Alcalá de los Gazules, Algar, Penha

Arpada, zwischen Chiclana und Medina und Puerto de los Yesos in der Provinz Cadix, von der Sierra Parda in der Serrania de Ronda und von Coripe an der Grenze der Provinzen Cadix und Sevilla kennen. Der fast immer farblose, nicht selten auch mehr oder weniger idiomorphe Augit dieser feldspathreichen Varietäten ist bisweilen von grünlichbrauner Hornblende (Benamahoma) umwachsen, zeigt neben der Spaltbarkeit nach (110) und häufiger Zwillingsbildung nach (100) auch eine oft erst bei der Zersetzung hervortretende Spaltbarkeit nach (001) und dieselben Umwandlungsphänomene wie der Pyroxen des Kongadiabases; bisweilen ist er zu Serpentin verändert. — Durch geringe Mengen einer Zwischenklemmungsmasse führt ein Vorkommen von Barroquejo bei Xerez de la Frontera hinüber zu den holokrystallinen, aber durch und durch augitporphyritischen Typen von Barrueco zwischen Chiclana und Medina, Arroyo del Almendron zwischen Puerto Real und Medina, Barranca de Puerto Real, Torre Estrella zwischen Medina und Alcalá de los Gazules (mit zierlichen radialstrahligen Augitsphärolithen) und Pozo del Hierro. Der Augit auch dieser Gesteine ist fast stets nahezu farblos und entwickelt bei Zersetzung die gleiche Spaltbarkeit nach (001), wie in den körnigen Gesteinen. Die Uralitisirung der Augite in den südspanischen Ophiten ist nie so allgemein, wie in den französischen, sie fehlt nicht selten vollständig (Puerto de los Yesos); dagegen ist die Serpentinisirung, seltener eine Überführung in Chlorit verbreiteter, als dort. Es scheint mir nicht, als könne man diese Gesteine direct mit den französischen zusammenwerfen. Es wird weiterer Untersuchungen bedürfen, um festzustellen, ob nicht die körnigen Typen blosse Facies der augitporphyritischen seien.

Die von Macpherson beschriebenen Ophite Portugals treten kuppenartig in den von Choffat studirten typhonischen Thälern dieses Landes auf. Nach der Beschreibung von Macpherson stehen sie den nordpyrenäischen, feldspathreichen Typen ziemlich nahe und haben bei diabasisch körniger Structur neben leistenförmigem Plagioklas fast farblosen und röthlichbraunen bis violetten Augit, uralitische und eigentliche Hornblende, Ilmenit oder Magnetit und ihre Umwandlungsproducte, Apatit, Quarz und Zeolithe als Gemengtheile. Ihre Structur ist offenbar und deutlich diejenige von intrusiven Massen, Übergänge in porphyrische Structur scheinen kaum vorzukommen Mir standen Gesteine von Monte Real und Leiria zu Gebote, welche sehr nahe übereinstimmen und

makroskopisch das Aussehen sehr feldspathreicher und daher aussergewöhnlich heller Diabase haben. Ihr Feldspath scheint Oligoklas zu sein und hat die typische Leistenform der Diabasplagioklase; derselbe ist in nicht sehr beträchtlicher Masse in Skapolith umgewandelt, was auch Macpherson schon richtig vermuthet hat. Der fast farblose Augit hat einen recht kleinen Axenwinkel und neigt stark zur Serpentinisirung. Um das Titaneisen schaart sich gern Biotit in rosettenförmigen Aggregaten. Die Zwischenräume der sehr vollkommen idiomorphen Feldspathe wird zum kleinen Theile von Quarz, zum grösseren Theile von schwach doppelbrechendem Analcim eingenommen, dessen Menge, zumal gegenüber dem ziemlich frischen Oligoklas und seiner Skapolithbildung schwerlich eine Ableitung aus dem Feldspath gestatten dürfte. Durch diesen hohen Analcimgehalt schliessen sich die portugiesischen Ophite direct an gewisse Glieder der Teschenitreihe an.

Mit dem Namen Teschenit bezeichnete zuerst Hohenegger eine mineralogisch, wie structurell ziemlich mannichfaltige Reihe von Eruptivmassen, welche nach Szajnocha (Verhdl. K. K. geol. Reichsanstalt 1884. S. 54) Lagergänge bilden, die concordant dem von ihm als Teschener Kalke benannten Horizonte der Kreide bei Teschen und Neutitschein an der schlesisch-mährischen Grenze eingelagert und zusammen mit diesen Schichten gefaltet und gewunden sind. Tschermak beschränkte den Namen auf eine Gruppe dieser Gesteine, nach Ausscheidung gewisser sehr magnesia- und feldspathreicher Glieder, welche den später von mir auf analoge Vorkommnisse anderer Localitäten übertragenen Namen Pikrite erhielten. Die übrigen, z. Th. sehr alkalireichen und in gewissen Formen überaus viel Analcim führenden Glieder wurden als eine eigene Gruppe betrachtet, die mineralogisch durch die Combination eines basischen Plagioklas mit Nephelin charakterisirt wäre. Der Nephelingehalt dieser Gesteine wurde z. gr. Th. aus dem Analcim als ursprünglich vorhanden erschlossen, z. Th. glaubte man denselben direct wahrgenommen zu haben. Dass die letztere Bestimmung für die Gesteine der Umgebung von Teschen und Neutitschein eine irrige war, erkannte Rohrbach in einer sehr fleissigen und sorgfältigen Monographie dieser Felsarten. Aus dieser Arbeit und aus wiederholter Untersuchung der mir zu Gebote stehenden Vorkommnisse ergiebt sich, dass die als Teschenit zusammengefassten Gesteine zwei, nach Zusammensetzung und Structur verschiedene Gesteinsreihen umschliessen, von denen die eine

zu der Gruppe der Diabase zu stellen ist, während bei der andern die ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung noch nicht mit Sicherheit zu eruiren war, nach Analogieschlüssen aber als durch die Combination Plagioklas-Nephelin charakterisirt vielleicht angesehen werden darf. Es scheinen verwandtschaftliche Beziehungen und Übergangsformen zwischen diesen beiden Reihen in den schlesischen Karpathen und in Portugal vorzukommen, wie ja auch die Elaeolithsyenite und Syenite engverknüpft sind. Am Nordrande der Pyrenäen tritt anscheinend der Elaeolithsyenit bei Pouzac für die alkalireichen Plagioklasgesteine ein. Die den Diabasen, oder wenn man das in Frankreich allerdings nicht feststehende geologische Alter (cf. Dieulafait. L. J. 1882. II. -256- gegenüber älteren Angaben) berücksichtigen will, den Ophiten zuzurechnenden Gesteine der schlesisch-mährischen Grenze finden sich bei Boguschowitz, Kalembitz, Ellgoth, Zermanitz und Schöbischowitz. Sie sind frei von Amphibol, ihr meistens stark chloritisirter Augit hat ganz die Eigenschaften des Diabasaugits, ihr leistenförmiger, oft zonarstruirter, auch (wie in den Pyrenäen) randlich wohl braun gefärbter (Boguschowitz) Feldspath besitzt in den äusseren Zonen geringere Auslöschungsschiefe als in den, wie es scheint, basischeren Centren, die leichter als der Rand unter starker Ausscheidung von Calcit verwittern. Peripherisch hat Rohrbach eine secundär gebildete, farblose Feldspathzone um die alten primären Individuen nachgewiesen. Analcim und Natrolith treten recht spärlich, Calcit in bedeutenden Mengen als Zersetzungsproducte auf. Nach seiner Grenze hin wird das Gestein fast stets recht dicht und enthält dann und nur in diesen Randzonen (bis zu 40 cm von der Grenze) idiomorphen, aber allerdings in Carbonate zersetzten Olivin. In dem Chlorit des Gesteins von Boguschowitz hat sich oft secundärer Biotit entwickelt, der Augit ist gelegentlich idiomorph und dann geht die Structur unter Aufnahme von keilförmigen Partien einer Zwischenklemmungsmasse, die grösstentheils in Chlorit umgewandelt ist, ins Doleritische über. Doch ist zu betonen, dass solche eingekeilten Chloritmassen oft nicht mit Sicherheit als von Augit oder einer Mesostasis herrührend unterschieden werden können. Apatit ist reichlich, aber nur in recht dünnen Individuen vorhanden. Die Structur ist bei normalem Verhalten durchaus „ophitisch“.

bilden keine so zahlreiche Sippe, oder haben jedenfalls doch keine so weite und allgemeine Verbreitung, wie die olivinfreien Glieder der Reihe. Die geologische Stellung dieser Gesteine ist durchaus diejenige der eigentlichen Diabase, mit denen sie auch örtlich oft innig verknüpft sind. Ebenso ist bei den Olivindiabasen die Verknüpfung und der Übergang in Formen mit dem Charakter der effusiven Gesteine vielfach zu beobachten, zumal bei den dichten bis feinkörnigen Vorkommnissen. Die Übergänge vollziehen sich durch porphyrische Ausbildung einzelner Gemengtheile (Olivin, Augit oder Feldspath) gegenüber einer meistens feldspathreichen Grundmasse, in welche dann auch eine eigentliche Gesteinsbasis in grösserer oder geringerer Menge eintritt. Damit steht das häufigere Vorkommen glasiger oder schlackiger Interpositionen in den verschiedenen Gemengtheilen in offenbarem Zusammenhange. Mit dieser Entwicklung ist das Auftreten von Mandelräumen, die bald leer, bald mit den Auslaugungsproducten des Gesteins mehr oder weniger gefüllt sind, ursächlich und oft verknüpft. — Nach der andern Seite verlieren die Olivindiabase bei zunehmendem Korn vielfach die eigenthümliche Diabasstructur und ähneln dann in hohem Grade den Olivingabbros. Für solche, den Gabbrogesteinen genäherte Olivindiabase ist es überaus charakteristisch, dass die relative Menge der wesentlichen Gemengtheile oft in weiten Grenzen schwankt, dass besonders die Quantität des Feldspaths gern auf ein Minimum oder auf Null herabsinkt, und dadurch die allmähligsten Übergänge in die Pikrite sich bilden. — Allen Olivindiabasen ist es gemeinschaftlich, dass ein brauner Magnesiaglimmer und braune Hornblende ziemlich oft accessorisch neben dem normalen Mineralbestande erscheinen, zumal in den palaeozoischen und den Gabbros genäherten Vorkommnissen.

Dem Fichtelgebirge, dem Frankenwalde und Thüringer Walde, den Vogesen und dem Harze scheint der eigentliche Olivindiabas trotz des Reichthums und der Mannichfaltigkeit an sonstigen palaeozoischen Diabastypen zu fehlen. Nur die ganz feldspatharmen bis feldspathfreien Formen, welche bei den Peridotiten besprochen werden sollen, treten im Fichtelgebirge in ziemlicher Verbreitung auf.

Dagegen erscheint der Olivindiabas im Devon und Culm am östlichen Rande des rheinischen Schiefergebirges in reicher Entwicklung; die Gesteine von Nesselgrund, Weilburg, Dillenburg (mit

vollkommen idiomorphem Olivin) sind gute Beispiele feldspathreicher Olivindiabase, wenngleich auch hier Übergänge in Pikrite nicht fehlen. Der Augit hat oft überraschend gute pinakoidale Spaltbarkeit. Chelius betont ebenfalls die Neigung der unterdevonischen feldspatharmen Olivindiabase des Kellerwaldes an der Waldeck'schen Grenze zu Übergängen in Pikrit, während die carbonischen (Culm-) Diabase desselben Gebietes normale feldspathreiche Varietäten darstellen. Er nennt den Augit dieser Gesteine oft geradezu Diallag und betont die Ähnlichkeit mit diesem mehrfach.

Nach Rothpletz findet sich ein etwas Enstatit führender Olivindiabas von grobem Korne im Silur zwischen Nossen und Niederwiesa in Sachsen. Auch rechnen die sächsischen Geologen das von anderen Forschern zum Basalt gezählte, durch seinen Reichthum an Einschlüssen von Granitmineralien berühmte Ganggestein aus dem Tannbergsthale im Erzgebirge, Sect. Falkenstein, zum Olivindiabas. — Kalkowsky bespricht einen interessanten Olivindiabas vom Heidelberg bei Oberleuthmannsdorf im Eulengebirge, Niederschlesien, in welchem neben tiefviolettbraunem, ziemlich stark pleochroitischem, einschlussfreiem Augit auch ein fast farbloser, mit opaken Mikrolithen erfüllter Augit vorkommt, dessen Einschlüsse in (100) nach zwei zu einander senkrechten Richtungen geordnet sind. Der Olivin ist nach aussen von einer Umwandlungszone farbloser, stark lichtbrechender und lebhaft polarisirender Fäserchen und Blättchen umgeben, die zum Olivinrande senkrecht stehen; der Plagioklas ist da, wo er sich mit Olivin berührt, mit „Viridit" erfüllt. Die farblose Umwandlungszone um den Olivin wird mit vieler Reserve als vielleicht dem Chalcedon zugehörig angesehen. Man denkt unwillkürlich an die bei Olivingabbro beschriebenen Schalen um Olivin. Der accessorische Biotit ist fast stets von einem Kranz von Amphibolkörnern umgeben. Augit und Olivin enthalten devitrificirte Glaseinschlüsse.

Unter den englischen Trappen ist der Olivindiabas an vielen Orten nachgewiesen, so von Arch. Geikie in den cambrischen Schichten von St. Davids in Wales und den carbonischen der engeren und weiteren Umgebung von Edinburgh, Lintithgow, Pentland Hills etc.; auch finden sich in demselben Horizonte pikritische Formen, die bei den Peridotiten besprochen werden. Tawney beobachtete auch an den Olivindiabasen, welche am Vorgebirge Penarfynydd in Wales die Arenig-Schiefer durchbrochen haben, Übergänge in pikritische Ausbildung. Allport beschreibt Olivin-

diabase aus dem Carbon von Warwickshire, ZIRKEL aus untercarbonischen Schichten von Arran. Die carbonischen Olivindiabase zeigen nicht selten deutliche Entwicklung einer auch wohl glasgetränkten Zwischenklemmungsmasse in geringer Menge.

In grosser Verbreitung und Mannichfaltigkeit erscheint der Olivindiabas in Schweden; in seiner mehrfach citirten wichtigen Arbeit unterscheidet TÖRNEBOHM hier mehrere Typen. Die deckenartig über Untersilur an der Kinnekulle, am Billingen, Plantaberg, Fardala und anderen Trappbergen Westgothlands, auch in Schonen mehrorts verbreiteten Olivindiabase nennt er Kinnediabase. Zu dem normalen Bestande von Augit, Plagioklas, Olivin und Ilmenit gesellt sich etwas Apatit und auch Quarz, der z. Th. für primär gehalten wird, sowie eine chloritische Substanz, welche sich aus einer Zwischenklemmungsmasse entwickelt hätte. Danach wäre die Structur, wie auch TÖRNEBOHM angiebt, ähnlich derjenigen der effusiven jüngeren Dolerite und das Gestein würde vielleicht mit mehr Recht in die palaeovulkanische Reihe zu stellen sein. Die Menge des Olivins in diesem Typus ist niemals sehr gross; derselbe ähnelt einigermassen, wenigstens in den keine Zwischenklemmungsmasse besitzenden Ausbildungsformen, dem Culmdiabas des Kellerwaldes. — Der Helleforsdiabas bildet einen bis 1000 m mächtigen, 42 km langen Gang zwischen Malmköping und dem Hjelmar-See. Das den palaeozoischen Lagerdiabasen des Continents im Habitus ähnliche grüne, mittel- bis grobkörnige Gestein besteht aus Plagioklas, Augit, Ilmenit und einem grünen Pigment. Letzteres ist z. Th. aus Augit hervorgegangener Chlorit, z. Th. ein aus Olivin entstandenes Gemenge aus schuppigem Chlorit und stengligem Amphibol. Im Plagioklas und zwischen diesem und den Zersetzungsproducten des Augits und Olivins findet sich in der Regel ein Saum von dunkelgrünen Körnern, die durch Wechselwirkung der aus beiden Mineralien und dem Feldspath hervorgegangen Lösungen entstanden wären. Derselbe Saum umgiebt den Ilmenit und Leukoxen gegen Plagioklas. Accessorisch sind braungrüne Hornblende und brauner Glimmer. Das frische Gestein ist oft recht reich an Olivin. Dieser in Södermanland verbreitete Typus kommt auch in Ostgothland, Nerike, Schonen und Dalsland vor. — Der ebenfalls mittel- bis grobkörnige Aasby-Diabas, von meistens sehr frischem Erhaltungszustande, besteht aus Labradorit, Augit, Olivin, Ilmenit, Biotit und Apatit. Die chloritischen Substanzen fehlen zumeist ganz. Der Augit ist braun bis rothbraun, oft mit einem Stich ins Violett,

und enthält neben Glimmer und mikrolithischen Einschlüssen auch solche von Glas; ebenso der frische ölgelbe Olivin, dessen mikrolithische Interpositionen deutlich in Ilmenitlappen übergehen; Biotit ist fast stets um Ilmenit geschaart; Apatit reichlich. Farbloser Enstatit erscheint accessorisch im Gestein von Mackungra in Gestrikland. Die Eisenerze treten oft in technisch verwerthbaren Massen auf. Alle Gemengtheile sind allotriomorph mit Ausnahme des Plagioklas, die Structur nähert sich oft sehr derjenigen des Gabbro. Dieser besonders in Dalekarlien und den nördlichen Provinzen Schwedens verbreitete Typus bildet Gänge in Gneiss, Granit und Porphyr und mächtige Decken in den untern Horizonten der cambrischen Sandsteinformation von Dalekarlien. Auch bei Ivigtut und Frederikshaab in Grönland kommt dieser Typus nach Törnebohm gangartig vor. — Der die oberste Decke in der Sandsteinformation Dalekarliens bildende Särnadiabas von sehr gleichmässig mittlerem Korn, mit etwas accessorischem braunem Glimmer und sehr wenig Quarz, besitzt oft eine aus grünen Körnchen und farblosen Nadeln bestehende mikrokrystalline Zwischenklemmungsmasse und nähert sich daher, wie der Kinnediabas, manchen Melaphyren. — Der feinkörnige, dunkelfarbige, gangförmig die jüngeren krystallinen Schiefer durchsetzende Ottfjällsdiabas besteht aus braungefärbten Plagioklasleisten, deren Farbe vom Rande nach dem Centrum hin rasch an Intensität verliert, und der oft saussüritisch verändert ist, aus leicht zersetzlichem, sehr hell gefärbtem Augit, aus einem durch dunkelbraunen metallischen Staub oft bis zur Unkenntlichkeit gefärbten Olivin, Ilmenit, Glimmer und etwas Quarz, der wohl sicher secundär ist. Zwischen Olivin und Plagioklas, wie auch zwischen Ilmenit und Plagioklas finden sich die gelegentlich des Hyperit-Diorit besprochenen Amphibolzonen (Harjeaadalen). Die Structur geht auch hier aus der typisch diabasisch-körnigen oft in eine gabbroähnliche über. Es ist gewiss charakteristisch, dass die amphibolitischen Olivinhöfe in diesem der Schieferformation angehörigen Diabas sofort auftreten, während sie den deckenartigen Kinne- und Särna-Typen fehlen. — Einen eigenthümlichen, zu porphyrischer Structur neigenden Olivindiabas beschrieb Törnebohm von Tigssaluk in Grönland; das Gestein ist recht reich an brauner Hornblende, welche Augitkerne enthält. Er nannte es daher einen Olivinproterobas. Dieser eigenthümliche Typus wurde von demselben Autor unter den durch die Vega-Expedition vom Dicksonshafen mitgebrachten Gesteinen beobachtet und findet sich auch bei Defeza in

Portugal, sowie nach der Beschreibung von Tschermak am Ayudagh im Caucasus.

Zum Aasby-Typus scheinen grossentheils auch die Olivindiabase der Kupferregion am Lake Superior und ein von H. Reusch entdecktes Vorkommen aus den Euganäen zu gehören.

Auch unter den „Melaphyren" des linksrheinischen Rothliegenden finden sich eine Anzahl durchaus körniger Olivindiabase, deren geologische Selbständigkeit gegenüber den Melaphyren wohl noch nicht ganz feststeht. Solche Gesteine, deren Olivin oft sehr deutlichen Picotit oder Chromit umschliesst, finden sich ¼ Stunde nördlich von Herchweiler (der Olivin ist derart zu Serpentin und Talk umgewandelt, dass der in den Spalten und Klüften des Olivin entstandene Serpentin ein Netz bildet, dessen Maschen von Talk ausgefüllt werden), zwischen Sötern und Gonnesweiler und zwischen Sötern und Eckelhausen (mit accessorischem Enstatit in frischen und in zu Bastit umgewandelten Individuen), zwischen Gehweiler und Furschweiler (deutlich in Melaphyr übergehend), Himmelberg bei Bergweiler (ebenso), Heisterberg an der Bahn zwischen St. Wendel und Türkismühle, Rathen am Wege nach dem Funkenberge, Bahneinschnitt bei Baltersweiler, Asweiler im Birkenfeldischen u. s. w. — Die Melaphyre des Rothliegenden bei Darmstadt scheinen ebenfalls Olivindiabas-Facies zu besitzen.

Zu den Olivindiabasen gehört auch ein Eruptivgestein aus den Halobien-Schichten des Val Trompia oberhalb Marcheno in den Südalpen, dessen Augit stark zu Amphibol umgewandelt ist, und in welchem neben dem aus Olivin entstandenen Serpentin als Zersetzungsproduct auch stark doppelbrechende Zeolithe und Opal vorhanden sind. — H. v. Foullon beschrieb Olivindiabas aus Werfener Schichten Montenegro's, welchen Tietze gesammelt hatte.

Die fernere Verbreitung der Olivindiabase ergiebt sich aus den Mittheilungen von Emerson über das Gestein des Deerfield Dyke im Connecticut-Sandstein, von Hawes über Gänge im Glimmerschiefer von Campton Falls, N. H., Wiik über Gänge im Gneiss des südwestlichen Finnland, Cohen über die Gesteine der Diabasformation von Palma. Küch beschreibt Olivindiabas-Gänge in den krystallinen Schiefern von Kakulu im Kongogebiet Westafrika's, Sjögren aus den Diamantfeldern des südlichen Afrika, wo sie zusammen mit normalen Diabasen vom Öjetypus Törnebohm's auftreten. Die letzteren sind wohl dieselben Gesteine, welche Fouqué Ophite nennt.

Metamorphosen in und an den Diabasgesteinen.

Veränderungen im Mineralbestande und der Structur, welche sich nicht auf die blosse Einwirkung der Atmosphärilien zurückführen lassen, sind in den Diabasen der geschieferten Sedimente und in den Vorkommnissen aller geologisch gestörten Localitäten so überaus verbreitet, dass sie von der Darstellung der normalen Verhältnisse gar nicht strenge getrennt werden konnten. An dieser Stelle sind also gewissermassen nur die extremen Fälle, die Endproducte tiefeingreifender dynamometamorpher oder contactmetamorpher Processe in Betracht gezogen.

Bei der grossen chemischen Verwandtschaft, welche den Diabas mit dem Gabbro verbindet, ist es nicht verwunderlich, wenn aus dem Diabas unter der Einwirkung gleicher Factoren (gebirgsbildender, schichtenfaltender Vorgänge) sich analoge Gesteinsmassen entwickeln, wie aus dem Gabbro. Geht bei solchen Vorgängen die Structur vollständig verloren, so wird es, wo der geologische Verband nicht zweifellos entscheidet, oft nicht sicher möglich sein, das ursprüngliche Gestein als Gabbro oder Diabas zu bestimmen. Thatsächlich liegen die Verhältnisse oft so bei den „Saussüritgabbros" Norwegens. Manche derselben — ich möchte besonders an das Vorkommen auf der Halbinsel Bergen bei Osören inmitten des metamorphen Silurs exemplificiren — lassen theils in gelegentlich erhaltenen Structurspuren, oder in Resten der ursprünglichen Gemengtheile auf Diabas als das Muttergestein schliessen. — Es wurde auch bereits bei der Schilderung der skandinavischen Diabastypen auf die zwischen Olivin und Plagioklas ganz ähnlich im Diabas wie im Gabbro entwickelten Amphibolzonen hingewiesen und derartige Analoga liessen sich leicht in noch grösserer Anzahl anführen. — Statt dessen möge auf ein von Teall neuerdings beschriebenes Vorkommen hingewiesen werden. Im Grundgebirgsgneiss des nordwestlichen Schottland setzen unfern des Dorfes Scourie in Sutherlandshire zwei Gänge von Diabas (Dolerite Teall) auf, die im unveränderten Zustande etwa die Structur und Zusammensetzung eines olivinfreien Ottfjälldiabas mit braunen Plagioklasleisten, rothbraunem Augit und Titaneisen in grobkörnigem Gefüge besitzen. Dasselbe Ganggestein besteht an anderen Stellen bei extremer Veränderung aus grüner Hornblende mit deutlicher Streckung, d. h. Anordnung in parallelen Ebenen, zwischen welche der gleichfalls gestreckte, nicht mehr in leistenförmigen Individuen er-

scheinende, und dabei nun farblose Feldspath und das zu langen Striemen ausgezogene Eisenerz gewissermassen eingewalzt sind. Die Schieferung dieser Gesteinsvarietät geht parallel der Gneissschieferung und nicht etwa parallel den Gangwänden. Beide Extreme sind durch alle Zwischenstufen verbunden, indem zunächst schmale Ränder von grüner Hornblende sich um den Augit entwickeln und die Feldspathleisten bald schwache Biegung und undulöse Auslöschung zeigen, bald in Stücke zerbrochen erscheinen, die gegen einander verschoben sind. Der Vorgang ist also ganz derjenige, welcher bei Umwandlung des Gabbro in Amphibolit des Weitern beschrieben wurde. Auch hier ist der Grad der mineralogischen Umwandlung proportional der Deutlichkeit der Schieferung, also auch proportional dem Druck und der durch ihn bedingten Bewegung. Es wäre gewiss nicht richtig, die mineralogisch am meisten veränderten Theile des Gesteins sich dadurch entstanden zu denken, dass sie nach einander verschiedene Stadien niederer Entwicklung durchliefen; vielmehr wird an jedem Punkte des Gesteins die Umwandlung sofort denjenigen Grad erreicht haben, welchen die dem hier herrschenden Druck entsprechende Molekularbewegung bedingte. — Mit diesem Vorkommen übereinstimmende Handstücke erhielt ich durch Herrn Petersen's Güte von Ringvatsö in Nordland.

Dasselbe Gesetz von der Proportionalität der mineralogischen und chemischen Wandlung des Bestandes und der mechanischen Deformation scheint für alle dynamometamorphen Formen der Diabase zu gelten. Es wurde an früherer Stelle dargethan, dass die Epidiorite und sicher ein Theil dessen, was man Proterobas nennt, als durch Gebirgsdruck und die ihn begleitenden chemischen Processe veränderte Diabase zu betrachten seien, und dass bei den Epidioriten mehr oder weniger deutliche Spuren einer grobflaserigen Schieferung zu beobachten seien. Ein höheres Stadium dieser Veränderungen liegt in den Flaserdiabasen, wie sie in erster Linie Lossen vom Harz, dann auch Schenck sehr schön aus dem oberen Ruhrthale, Miklucho-Maclay von dem Berge Porodnaja im Ural, beschrieben, und wie sie so ziemlich in allen diabasführenden Schieferterritorien, besonders schön auch in den Ardennen und bei Potton in Canada, nach den Beschreibungen von Inostranzeff wohl auch im Gouv. Olonez im nordwestlichen Russland, vorkommen. Solche Gesteine zeigen Ablösungsflächen und Klüfte, welche durch eine tiefgehende innere Zertrümmerung und Verschiebung der einzelnen

Theile des Gesteinskörpers gegen einander hervorgebracht wurden. Auf diesen Klüften finden sich nicht selten dieselben Mineralien, welche im Gestein selbst durch den Vorgang neugebildet wurden. Chlorit, amianthartige und aktinolitische Hornblende, Albit, Calcit, Epidot u. s. w. Ein höchstes Stadium stellen alsdann jene Gesteine vor, die sich zum Theil unter der Sammelbezeichnung amphibolitische Schiefer, schiefrige Amphibolite, chloritische Amphibolite, grüne Schiefer, zum Theil auch Schalsteinschiefer, chloritische Schiefer u. dgl. verstecken, und die bisweilen einen förmlich thonschieferähnlichen Habitus annehmen können. Solche metamorphe Diabasfacies sind wiederum in der regionalmetamorphen Zone von Wippra im Südharz von Lossen, im oberen Ruhrthale von Schenck, zum Theil unbewusst im schlesischen Thonschiefer von Gürich, von Lehmann im sächsischen Schiefergebirge beschrieben worden und finden sich ferner in typischer Entwicklung in Wales und Cornwall, im Taunus (sind ebenfalls von Lossen zuerst richtig erkannt), in Portugal, im Ural u. a. O. Für solche Forscher, welche diesen Vorgängen ihre Aufmerksamkeit seit längerer Zeit geschenkt haben, bedarf es keines Beweises, dass die sog. Amphibolite und grünen Schiefer im Cambrium und höheren Abtheilungen der palaeozoischen Schichtenreihe dynamometamorphe Diabasfacies sind; für den Uneingeweihten ist es oft schwer, bei den höchstveränderten Erscheinungsformen den strengen Nachweis zu liefern, dass sie auf Diabas zurückgeführt werden können und müssen. Structur und mineralogische Zusammensetzung dieser metamorphen Diabasformen sind so vielfältig, dass es unmöglich wird, eine irgendwie erschöpfende Darstellung in dem engen Rahmen dieses Kapitels zu geben. Man wird am leichtesten eine Vorstellung gewinnen, wenn man der Reihe nach die Derivate der Diabascomponenten betrachtet und sich diese dann gewissermassen permutirend und mit wechselnder Structur verbunden denkt.

Bei den weniger hochgradigen Veränderungen entsteht aus dem Kalknatronfeldspath der Diabase durch eine Art chemischen Zerfalls gern Albit, welcher in kurzen die Viellingsstreifung oder Zwillingshalbirung zeigenden Leisten oder Körnern, oder auch in sehr feinkörnigen, dann nur schwer von Quarz zu unterscheidenden Aggregaten ohne Lamellirung der einzelnen Körner ausgebildet ist. Dieser Albit ist gegenüber dem primären Feldspath auffallend wasserhell; er lässt in seiner Vertheilung noch bisweilen die Leistenform des Mutterfeldspaths wieder erkennen; oder aber er ist

zu lenticularen Nestern oder endlich zu langgestreckten Flatschen geordnet. Der ursprüngliche Kalkgehalt des Mutterfeldspaths ist dem Albit bald als Calcit, bald als Epidot, selten als Zoisit beigemengt und auch diese Mineralien sind in der verschiedensten Weise mit dem Albit aggregirt, bald regellos mit ihm gemengt, bald flasrig mit ihm verwoben, bald zu mit demselben alternirenden schichtenähnlichen Massen geordnet. — Der pyroxenische Gemengtheil des Diabas setzt sich um in grünen uralitischen oder aktinolitischen, oder in farblosen asbestartigen, seltener in compacten grünen oder braunen Amphibol. Im ersten Fall pflegt die Augitform mehr oder weniger erhalten zu bleiben oder es tritt eine Umformung zu flasrigen Massen ein; im letzten Fall verschwindet die Augitform und die Amphibolform tritt an ihre Stelle, wenn überhaupt idiomorphe Ausbildung, nicht solche in Körnern statt hat. Bei der aktinolitischen und asbestartigen Umwandlung entstehen Nadeln, die sich gern zu filzartigen Massen verweben, welche zu Strähnen und Flatschen, fast nach Art einer fluidalen Structur ausgezogen sind, oder aber einzeln und zu Bündeln zusammengedrängt alle anderen Gemengtheile durchspicken. Der überschüssige Kalkgehalt scheidet sich auch hier bald als Carbonat, bald als Epidot aus. Dasselbe ist auch bei der, wohl einem geringen Betrage metamorphosirender Kräfte entsprechenden, Umwandlung des Pyroxens zu Chlorit der Fall, dessen schuppige Aggregate eine ähnliche mechanische Umordnung erfahren, wie die Aktinolith- und Asbestfilze. — Der Ilmenit wird zu Titanit verwandelt, dessen Körnchen und Kryställchen entweder zu kleinen flasrigen Aggregaten gehäuft oder in lange Reihen parallel der Schieferung ausgezogen sind; Rutil scheint seltener, als bei analogen Vorgängen im Gabbro zu entstehen.

Denkt man sich nun, dass diese Mineralien in sehr wechselnden Mengenverhältnissen gebildet werden, dass Reste des ursprünglichen Mineralbestandes in kleinerer oder grösserer Quantität erhalten bleiben können, und dass Quarz als Nebenproduct nicht allzuselten vorkommt, dass ferner ursprüngliche Mandelausfüllungen mit in den Umwandlungsprocess hineingezogen werden, Pyrit, Eisenglimmer und Limonit, sowie Carbonate von Magnesia und Eisen hinzutreten, so kann man sich eine annähernde Vorstellung von der Mannichfaltigkeit dieser aus Augit, Hornblende, Uralit, Aktinolith, Asbest, Chlorit, Albit, Epidot, Zoisit, Ilmenit, Magnetit, Titanit, Pyrit, Limonit, Haematit, Calcit und andern Carbonaten, sowie Quarz

zusammengesetzten metamorphen Diabasfacies machen. Die oft schon makroskopisch wahrnehmbare, fleckig, flammig oder bandartig wechselnde Farbe lässt die Mannichfaltigkeit der Anordnung dieser Gemengtheile in den bald nahezu massigen, bald flasrigen (Flaserdiabase-), bald vollkommen schiefrigen (Diabasschiefer-) Gesteinen erkennen. — Zum Studium solcher Processe eignen sich besonders die Gesteine der Zone von Wippra (Grillenberg) am Südharz, solche von Laifour und Rimogne in den Ardennen, vom Rauenthal u. a. O., im Taunus und viele niederschlesische „grüne Schiefer" aus der Gegend von Baumgarten. Die Ähnlichkeit mit den im Granitcontact sich vollziehenden Veränderungen im Diabas ergiebt sich durch Vergleichung mit S. 57.

Michel-Lévy bespricht als extreme Ausbildungsformen der epidioritisch veränderten Diabase des Mâconnais Gesteine, welche wesentlich aus Amphibol, Magnetit und Melanit bestehen und vielfach in Serpentin übergehen, andererseits solche, die man als melanithaltige Eisenerzlager (Eisenglanz und Magnetit) bezeichnen kann.

Bei sehr hochgradigen, wohl auch unter der Einwirkung von Thermen sich vollziehenden Umwandlungen von Diabasen entsteht aus dem Feldspath nicht Albit, sondern Muscovit (Sericit) und Carbonate, aus dem Augit Carbonate und Quarz. Dabei bleibt die Krystallform dieser Mineralien oft deutlich erhalten. Derartige Facies wurden von v. Groddeck mit grosser Genauigkeit und mit schönstem Erfolge aus dem sog. weissen Gebirge, welches die Erzmasse von Holzappel u. a. O. begleitet, studirt und beschrieben. Er berechnete die Zusammensetzung eines derart zu einem Sericitgestein veränderten Diabas nach sehr sorgfältig angestellten Analysen zu 54.4 % Sericit, 11.3 Calcit, 18.3 Breunnerit, 12.4 Quarz, 2.7 Titanit, 0.5 Rutil, 0.6 Pyrit, 0.2 Apatit.

Einer gänzlich verschiedenen Kategorie gehören die an den Grenzflächen von Diabasmassen gegen das Nebengestein vorkommenden structurellen und mineralogischen Veränderungen an, welche wir als endomorphe Contactmetamorphosen zusammenfassen wollen.

Es wurde bereits oben gelegentlich erwähnt, dass normale Diabase peripherisch eine Abnahme der Korngrösse und Übergänge in porphyrische Structurformen, mit einer nur bei dieser Structur möglichen Mandelbildung zeigen. Diese Übergänge entwickeln sich an manchen Localitäten so weit, dass das Gestein peripherisch mehr oder weniger reichlich mit amorph erstarrten Resten des

Magmas (Gesteinsbasis) durchtränkt ist. Das sind die sogenannten glasigen Salbänder, welche schon Hawes an den triadischen Salitdiabasen des Connecticutthales, Törnebohm in Dalekarlien, Wiik in Finnland (der Sordawalit ist ein solches glasiges Salband von Olivindiabas) wahrnahm. Derartige randliche vitrophyrische Facies sind in manchen Diabasgängen der Gneissformation von Rio de Janeiro überaus schön entwickelt. Analoge Verhältnisse finden sich bei den meisten intrusiven Gesteinen. Dagegen findet sich bei dem Diabas des Fichtelgebirges, des Frankenwaldes und sächsischen Voigtlandes, der Alpen von Savoyen, der Riviera und (?des Gouv. Olonez) eine eigenthümliche Randfacies der Diabase, die man als Variolit bezeichnet.

Diese auch bei effusiven Diabas- und Augitporphyriten vorkommenden Randbildungen führen in der älteren petrographischen Literatur den Namen der Variolites de la Durance im Gegensatz zu den Variolites du Drac, worunter Diabasmandelsteine, Kalkdiabase, Blattersteine und wie man sonst ursprünglich blasige Formen von Diabasen und ihnen verwandten Effusivmassen genannt hat. Da nun variolitische und mandelsteinartige Ausbildung bei echten Diabasen Contactphänomene sind und also gelegentlich zusammen auftreten, so hat man beide wohl miteinander verwechselt oder in genetische Beziehung zu einander gesetzt, wozu kein Anlass irgend welcher Art vorliegt. Die an dieser Stelle als Variolite besprochenen Ausbildungsformen umschliessen nicht die Mandelsteinbildungen. Dass die Variolite Randfacies von Grünsteinen seien, ob man diese nun Diabas, Hypersthenit oder Euphotid nannte, daran war in der älteren Petrographie kein Zweifel und das stellten von Neuem die Untersuchungen Gümbel's im Fichtelgebirge fest. Erst die mikroskopische Untersuchung dieser Gebilde führte Zirkel, der die concretionäre Natur der Variolen richtig erkannte und ihre Mikrostructur für gewisse Entwicklungsstadien mit gewohnter Meisterschaft beschrieb, zu Zweifeln an der Zugehörigkeit derselben zu den Diabasen. Das erklärt sich sehr einfach aus dem Umstande, dass dem von ihm untersuchten Material die Übergangsformen zum normalen Diabas fehlten. Der dann auch mikroskopisch von Michel-Lévy und von mir erbrachte Beweis über die Natur der Variolite als endomorpher Contactformen der Diabase bedarf heute wohl nicht mehr der Wiederholung. Immerhin muss aus der grossen Mannichfaltigkeit, welche das Mikroskop in dem Bestande und der Structur dieser Gebilde enthüllt und bei den weit auseinanderlaufenden Re-

sultaten der chemischen Analyse, welche Delesse, Gümbel, Dathe und Loewinson-Lessing mittheilen, geschlossen werden, dass annoch sehr verschiedenartige Dinge unter dem Namen Variolit zusammengefasst werden.

Dass sphärische Structurformen auch ausserhalb des Contactes am Diabas vorkommen, dafür wurde eine Anzahl von Beispielen oben angeführt. Die dort erwähnten Feldspath- und Augit-Sphaerolithe sind gewissermassen sehr grobkrystalline Formen einer gewissen Gruppe von Variolen in den Varioliten. Belegt man die bekannten, stets heller als die Gesteinsmasse gefärbten, porcellanjaspis-ähnlichen, warzenartig über die Verwitterungsflächen des Gesteins hervorragenden, sehr oft von schmalsten hellen Trümchen durchzogenen, durchschnittlich nicht über erbsengross werdenden, oft bis zur Nadelstichgrösse herabsinkenden Knöllchen, denen die Variolite ihre Bezeichnung verdanken, mit dem Namen Variolen, so kann man den Gesteinsrest, der stets dicht aussieht und keine primäre Mineralbildung mit dem blossen Auge wahrnehmen lässt, als Grundmasse unterscheiden. Die relative Menge von Variolen und Grundmasse ist eine in weitesten Grenzen schwankende, die Anordnung der Variolen in der Grundmasse ist bald eine regellose, bald verschmelzen zwei oder mehr Variolen seitlich zu einer grösseren, oder sehr viele Variolen drängen sich gewissermassen zu Variolen-Aggregaten, bei denen zwischen den einzelnen Variolen, so lange sie rund sind, kleine Mengen von Grundmasse eingekeilt bleiben, oder aber durch gegenseitige Abplattung der Variolen alle Grundmasse ausgeschlossen wird. Auch findet man nicht selten eine reihenartige Anordnung der Variolen. Der Unterschied von Variole und Grundmasse ist in den meisten Vorkommnissen ein überaus scharfer und in die Augen fallender, in anderen verfliessen Variole und Grundmasse bis zur Ununterscheidbarkeit in einander (Jalguba). In den meisten Varioliten finden sich Mandelräume (Vacuolen) von meistens sehr mikroskopischen Dimensionen, welche dann mit Zersetzungsproducten des Gesteins (Chlorit, Epidot, Quarz, Aktinolith, Calcit, nach Michel-Lévy auch Eisenglanz und Tridymit) erfüllt sind. Diese Vacuolen liegen sowohl in der Grundmasse, wie in den Variolen, in den letzteren gern annähernd im Mittelpunkt, doch auch häufig randlich oder zu mehreren in ein und derselben Variole. Eine Beziehung der Structur der Variole zu der Vacuole ist im Allgemeinen nicht erkennbar. Es wurde nie beobachtet, dass eine Vacuole in einer Variole o h n e radiale Structur gelegen hätte; ob

diess indessen Zufall oder Regel sei, darüber lässt sich bei der doch geringen Zahl der untersuchten Vorkommnisse nicht entscheiden. Die meistens schon mit dem Auge oder der Loupe erkennbaren schmalen hellen Trümchen der Variolite durchziehen gleichfalls Variole und Grundmasse. Dieselben scheinen ein Schrumpfungsphänomen und erst nach vollzogener Bildung der Variolen entstanden zu sein; auf diesen Trümchen, deren Anzahl sich mikroskopisch oft nicht unbedeutend vermehrt, finden sich dieselben Minéralien, wie in den Vacuolen; doch gesellt sich zu denselben Feldspath, den ich in den Vacuolen nie beobachtete. Da Vacuolen und Trümer keineswegs sich in allen, am schönsten in den savoyischen Varioliten finden, so gehören sie nicht zum Wesen der Variolitbildung und bedürfen nicht einer ferneren Berücksichtigung in der folgenden Beschreibung. Ebenso sei gleich hier vorausgeschickt, dass in allen Varioliten Calcit bald in feiner Vertheilung, bald in grösseren Körnern gefunden wurde, und zwar in der Grundmasse und in den Variolen; ich halte denselben für secundär und werde seiner nicht mehr erwähnen.

Die Grundmasse der Variolite zeigt gegenüber den Variolen die einfacheren und weniger wechselreichen Verhältnisse. Ihre Farbe ist fast stets grün in verschiedenen Nüancen, die in blau, gelblich und braun gelegentlich hinüber spielen. Bei schwachen Vergrösserungen im gewöhnlichen Lichte ist sie anscheinend der Hauptmasse nach homogen. Zwischen gekreuzten Nicols trägt sie trotz oft sehr geringer Polarisationserscheinungen im Allgemeinen nicht den Charakter eines Gesteinsglases, ausser in Vorkommnissen von der Bucht Jalguba am Onega-See im Gouv. Olonez, in welcher sie bräunlich gefärbt ist und ein echtes, allerdings stark globulitisch getrübtes Gesteinsglas darstellt. Doch kommen auch an dieser Localität grüne Farben vor und dann ist die Grundmasse doppelbrechend in unregelmässig begrenzten Flecken. Wo solche Grundmassen den geringsten Grad von Doppelbrechung zeigen (in manchen fichtelgebirgischen Vorkommnisssen), hat man den Eindruck, als läge eine an und für sich isotrope, nur sehr dicht mit schwach doppelbrechenden schuppigen Massen (Chlorit) durchspickte Substanz vor, ein Gesteinsglas, in welchem sich secundär (neben allverbreitetem Calcit) chloritische Aggregate entwickelt haben. Dass thatsächlich isotrope, wohl durch äusserst winzige Chloritbildungen getrübte und gefärbte Grundmassen vorkommen, geht aus Zirkel's Beschreibungen (Schönfeld im Voigtlande, Berneck) hervor; dass

jedoch die grüne, anscheinend oder wirklich isotrope Grundmasse kein reines Glas sei, das beweist der geringe Grad von Lichtdurchlässigkeit, den sie besitzt. In anderen Varioliten besteht diese Grundmasse aus schwach doppelbrechenden, schuppigen grünen Chloritaggregaten, in denen fast immer einzelne, bald sehr zarte, bald grössere Aktinolithnadeln liegen (Raitschin, Berneck an der Strasse nach Gefrees u. a.); diese Aktinolithnadeln nehmen an Menge oft sehr zu und führen so, unter Verdrängung des Chlorit, zu Grundmassen hinüber, welche fast ausschliesslich aus kurzen, prismatischen, parallelfasrigen Aktinolithindividuen zusammengesetzt sind (Durance, Turin). Die erwähnte Form des Aktinoliths ergiebt sich aus der Thatsache, dass alle Durchschnitte ungefähr isometrisch erscheinen. Der Aktinolith unterscheidet sich leicht und sicher vom Chlorit durch die Structur, die Grösse der Doppelbrechung, den Pleochroismus und die Unlöslichkeit in Salzsäure; Spaltbarkeit im Querschnitte ist nur sehr vereinzelt wahrzunehmen. In den chloritischen und aktinolithischen Grundmassen trifft man bald reichlicher, bald spärlicher Epidotkörner und Stachelchen, deren Unterscheidung von Augit allerdings sehr schwer und misslich ist; ich bin nicht sicher, ihn allenthalben richtig bestimmt zu haben. Die bisher besprochene Entwicklung der Grundmasse halte ich für eine secundäre und glaube, dass ihr ursprüngliches Substrat allenthalben ein eisenreiches Gesteinsglas war. Nun wird man aber in allen diesen grünen Grundmassen (nicht in dem bräunlichen Glase von Jalguba) bald einzeln, bald in grösseren Mengen äusserst kleine, stark licht- und doppelbrechende Körnchen und Stacheln, und noch häufiger nach aussen borstige Kügelchen (ähnlich dem Knauf eines Morgensterns) finden, welche ich auf Grund der in vielen Vorkommnissen wahrnehmbaren Übergänge (Berneck, Vorderreuth bei Stadt Steinach, Savoyen) in wohl bestimmbaren Augit ebenfalls für Augit halten muss. Immerhin ist eine sichere Unterscheidung dieser Dinge von Epidot im einzelnen Falle oft geradezu unmöglich. Endlich finden sich solche grüne Grundmassen, in denen der Augit in deutlicher Krystallform als Mikrolith entwickelt ist (Vorderreuth, Berneck) und dann wird er fast stets in geringeren oder grösseren Mengen von Ilmenit- und Plagioklasmikrolithen begleitet. Es lassen sich also alle diese Grundmassen als verschieden weit vorgeschrittene Entwicklungsformen eines Diabasmagmas ungezwungen erklären und auffassen, nur ist die Entwicklung eine typisch porphyrische, da zweifellos die Augitbildung vor der Feldspathbildung beginnt. So-

weit wäre also die Variolitbildung eine porphyrische Contactfacies, also eine structurelle Contactfacies der Diabase, da sie bei diesen Gesteinen nur an der Grenze gegen die durchbrochenen Schichten zur Entwicklung gelangt*. Diese Grundmasse der Variolite zeigt in manchen, zumal alpinen Vorkommnissen deutliche perlitische Sprünge, welche ebenso wie die oben erwähnten Trümer mit Umwandlungsproducten des Gesteins ausgekleidet sind.

Die Variolen dieser Diabasrandfacies sind sehr verschiedener Art. Man kann zunächst solche unterscheiden, welche eine mehr oder weniger deutliche radiale Structur erkennen lassen, die sie in die Gruppe der sphärolithischen Gebilde verweist, und solche, denen diese Structur abgeht. Zusammen scheinen diese beiden Classen, deren letzte mir nur von zwei fichtelgebirgischen Localitäten bekannt geworden ist, nicht vorzukommen. Studirt man einen der altbekannten Variolite der piemontesischen Alpen, wie sie in den Sammlungen mit der Fundortsangabe Durance und Turin sehr verbreitet sind, mit Rücksicht auf die Variolen, so wird man schon bei schwacher Vergrösserung erkennen, dass die einen der kugligen Gebilde bei im Ganzen recht unregelmässiger und rohradialer Anordnung kurz- und breitstrahliger Substanzen lebhafte Polarisationsfarben zeigen, während die anderen bei deutlicher radialfasriger Structur nur schwache Polarisationsphänomene (bis zum grauweiss der I. Ordnung), aber oft ein recht deutliches Interferenzkreuz entwickeln, dessen Arme den Nicolhauptschnitten parallel gehen. Man muss die kleinsten, oft erst mikroskopisch erkennbaren Variolen zur Betrachtung auswählen, da die grösseren nicht selten recht complexe Gebilde aus zahlreichen verquetschten, oder richtiger durch Gegeneinanderwachsen gehemmten kleinen Variolen darstellen. Bei den lebhaft polarisirenden Variolen erkennt man in guten Präparaten deutlich einen ziemlich hohen Brechungsexponenten,

* Dalmer, der die schon von Zirkel mikroskopisch untersuchten Variolite von Schönfels, vom Galgenberge und Kreuzberge bei Planitz und einigen andern in der Nähe liegenden Punkten beschreibt, fand gleichfalls, dass dieselben auf die Randzone des Diabas beschränkt seien, wenn auch bei Schönfels noch 50 m von dem Contact entfernt zahlreiche und deutliche Variolen vorkommen und das kleine Diabasvorkommen vom Galgenberge durchweg variolitisch ausgebildet erscheint. Auch hier ist eine Mandelsteinstructur mit der Variolitstructur verbunden und die Gesteine haben eine auffallend kuglige Absonderung, die kein Verwitterungsphänomen sein kann, da die Mandeln parallel der Kugeloberfläche in concentrischen Kreisen liegen. — Bekanntlich machte auch Dathe auf dieses eigenthümliche Verhältniss bei den Diabasmandelsteinen Ostthüringens aufmerksam.

grüne Farbe, und den Aufbau aus kurzstengligen, parallelgefaserten Individuen, die sich bald ziemlich regelmässig um ein Centrum ordnen, bald mehr zu eisblumenartigen Aggregaten verbunden sind. Interferenzkreuze geben diese Gebilde nie, die Auslöschungsrichtungen der einzelnen Individuen zeigen keine oder nur geringe Schiefe gegen die Faseraxe, welcher beinahe parallel die Elasticität am kleinsten ist. Bei eisblumenartig unregelmässigem Bau geben diese Gebilde zwischen gekreuzten Nicols ein unregelmässig fleckiges Polarisationsbild, doch erkennt man stets eine Tendenz zu divergenter Anordnung um herrschende Linien. Ich halte diese Substanz für eine Amphibolart, wohl Aktinolith. Zwischen den Fasern findet sich bisweilen in schmalen Strähnen etwas Grundmasse, oder öfter eine wasserhelle, schwach licht- und doppelbrechende Feldspathsubstanz in langen Leistchen oder Säulchen. Diese Aktinolithsphärolithe habe ich nur in den alpinen, nie in andern Varioliten beobachtet. — Die schwach doppelbrechenden und schwach lichtbrechenden Variolen dieser Gesteine zeigen wiederum eine recht verschiedenartige Ausbildung. Im günstigsten Fall und bei deutlichster Entwicklung bestehen sie aus sehr langen und schmalen farblosen, oft etwas gebogenen Strahlen, welche bald recht regelmässig um einen Punkt radial geordnet sind und dann recht scharfe Interferenzkreuze geben, bald aber um eine Fläche, also im Durchschnitt um eine Linie sich divergirend gruppiren, welche ihrerseits bald gerade, bald etwas spiralig gewunden ist, was auf eine krumme Fläche als Ansatzebene hinweist. Nicht selten gehen auch von der Hauptaxe dieser fasrigen Aggregate eine oder mehrere Nebenaxen aus, um die wieder neue Strahlensysteme sich gruppiren, so dass der Aufbau des Ganzen ein sehr unregelmässiger werden kann. Die Auslöschung dieser schwach doppelbrechenden farblosen Strahlen liegt parallel oder doch jedenfalls sehr nahezu parallel der Faseraxe, welche Axe der grössten Elasticität ist. Ich halte die Substanz mit A. Michel-Lévy für Oligoklas. Solche Oligoklas-Sphärolithe sind nicht nur in den alpinen, sondern auch in den fichtelgebirgischen (Kurhaus Berneck, Raitschin, Knoll u. a.), in den Varioliten von Libiolo an der Riviera di Levante und von Jalguba verbreitet. Zwischen den Strahlen dieser Feldspathsphärolithe sind allenthalben fremde Mineralsubstanzen eingeklemmt, die sich bald deutlich erkennbar als langgestreckte Augitsäulchen oder reihenförmig hinter einander geordnete Augitkörnchen (in allen Vorkommnissen wahrnehmbar) nach der rothbraunen Farbe, starken

REESE LIBRARY
UNIVERSITY
CALIFORNIA

Lichtbrechung und Doppelbrechung und grosser Auslöschungsschiefe bestimmen lassen, bald, aber allerdings in seltenen Fällen, die Eigenschaften des Aktinolith zeigen (Kurhaus Berneck). Die Dimensionen der einzelnen Fasern eines solchen Feldspathsphärolithen sinken nun mehr und mehr und nehmen auch in den gröbsten derselben durch pinselförmige Ausfaserung an den Enden oft so ab, dass eine irgendwie sichere Bestimmung, ja eine deutliche Erkennung der einzelnen Fäserchen nach und nach aufhört; in demselben Maasse nehmen auch die Dimensionen der eingeklemmten Augitkörnchen rasch bis zur Unkenntlichkeit ab, so dass die Deutung derartiger Formen nur noch nach Analogie der grösser und deutlicher ausgebildeten möglich ist. Einen eigenthümlichen Anblick gewährt es dann, wenn solche Sphärolithe durch äusserst schmale und lange Ilmenittafeln wie zerhackt aussehen. Da nun die Componenten dieser Sphärolithe oder richtiger Pseudosphärolithe dieselben sind, wie die der Grundmasse in gewissen Ausbildungsformen, so verfliessen dieselben oft völlig in die Grundmasse derart, dass nirgends eine scharfe Grenze wahrnehmbar ist. Überdiess finden sich in diesem Stadium gelegentlich in den peripherischen Theilen der Variolen etwas grössere farblose, sehr lange und schmale Feldspathleistchen, welche sich tangential zu denselben legen und so annähernd ringförmige Figuren in denselben bilden. Auf diesem Wege wird schliesslich ein Stadium erreicht, in welchem die Radialstructur nicht mehr durch die schwach lichtbrechenden Feldspathnadeln bedingt scheint, sondern durch die in divergenten Reihen geordneten, rothbräunlichen oder bei so geringen Dimensionen isabellfarbenen, stark lichtbrechenden Augitkörnchen, welche dann scheinbar in einem farblosen Teig liegen. Auch diese Ausbildungsform ist so allgemein verbreitet, dass es keiner Fundortangaben bedarf. — In den alpinen und einzelnen fichtelgebirgischen (Bergmännisch Glückauf bei Steinbach unfern Naila, Schlegel) Varioliten und in denjenigen von Jalguba trifft man endlich anscheinend ganz homogene, isabellfarbene, äusserst wenig lichtdurchlässige und daher keine oder nur sehr undeutliche Polarisationserscheinungen zeigende Variolen, deren radiale Structur kaum erkennbar ist. Ob diese stofflich von den bisher beschriebenen verschieden oder nur äusserst feinkörnige Ausbildungsformen derselben sind, konnte nicht bestimmt werden. — Eine in den Diabasen recht seltene Form der Variolen ist es, dass dieselben vorwiegend aus roh radial geordneten, oder wie von den Aktinolithvariolen beschrieben, eisblumenartig aggre-

girten, äusserst schlanken und oft trichitenartig gebogenen Augitnadeln bestehen, zwischen denen sich dann wieder mehr oder weniger Feldspathsubstanz in dünnen Leistchen einklemmt. Derartige Gebilde wurden in den Varioliten von Berneck beobachtet. Dieser Fundort, der zu den bedeutsamsten gehört, lieferte endlich eine letzte Art der strahligen Ausbildung, bei welcher um ein körniges, aus zwillingsgestreiftem Plagioklas, Augit und Ilmenit bestehendes Centrum sich radial geordnete Segmente von Feldspathsphärolithen gruppirten.

Alle bisher besprochenen Formen der Variolen gehören zweifellos in die Gruppe der Sphärokrystalle und concretionären Kugelbildungen, wie sie für rasch sich abkühlende Eruptivmagmen charakteristisch sind und wie sie in den sauren Effusivgesteinen so ausserordentlich verbreitet, in den basischen allerdings weit seltener vorkommen. Dieselben passen also durchaus in den Rahmen von Phänomenen, welcher sich aus der Natur der Grundmasse der Variolite ableiten liess.

Das ist nun aber nicht der Fall für einen Variolit von Bramberg und für einen solchen von der Strasse von Berneck nach Gefrees. In diesen beiden Gesteinen bestehen die zahlreich auftretenden Variolen aus einem äusserst feinkörnigen Gemenge von ziemlich viel Quarz und mehr oder weniger Feldspath (Albit?) mit zahlreichen braunen hexagonalen Magnesiaglimmerblättchen. Wäre nicht die Krystallform dieses Minerals, so würde man die Structur fast als eine hornfelsartige bezeichnen können. Ob vielleicht für diese Gesteine die Theorie Gümbel's eine Berechtigung hat, wonach die Variolen aller, von ihm bekanntlich Perldiabas genannten Variolite Fragmente der durchbrochenen Schiefergesteine sein sollen, vermag ich nicht zu entscheiden. Beiläufig sei bemerkt, dass in der Grundmasse des Bramberger Variolit (?) sich gar nicht selten Olivinpseudomorphosen befinden; das erinnert an Rohrbach's Beobachtung über das randliche Auftreten dieses Minerals in den Ophiten (Tescheniten) von Boguschowitz. Am wahrscheinlichsten ist es mir jedoch, dass diese Vorkommnisse überhaupt nicht zu den Diabasen, sondern zu den Lamprophyren, und zwar in die Kersantitreihe gehören.

Der zur Vergleichung im Obigen mehrfach herangezogene Variolit von Jalguba gehört nach der Beschreibung von Lorwinson-Lessing, wenn ich denselben richtig verstehe, wohl eigentlich nicht zum Variolit, sondern zu dem sphärolithischen Augitporphyrit, wie

die thüringischen und voigtländischen Kalkdiabase Dathe's, die daher auch an dieser Stelle eine Berücksichtigung nicht finden konnten.

Die Einwirkungen der Diabasgesteine auf die von ihnen durchbrochenen und sie umgebenden Schichtgesteine, also die exomorphen Contactphänomene der Diabase sind durchaus unabhängig von endomorphen Phänomenen, ja es scheint, dass die Entwicklung der letzteren ungünstig für die Ausbildung der ersteren sei. Die exomorphen Contacterscheinungen der Diabase sind trotz mancher rein formalen Anklänge an diejenigen der stockförmigen Intrusivgesteine von diesen doch ganz wesentlich verschieden. Man kann auch an den Diabasen, wo sich diese mit Thonschiefern und verwandten Schichtgesteinen berühren, verschiedene Grade der metamorphen Einwirkung und damit verschiedene Theilzonen in einer vollständig gedachten Contactzone unterscheiden, da ja die metamorphosirende Kraft mit der Entfernung vom Diabas abnehmen muss. Nun aber sind die Contacthöfe um die Diabase, welche bald das Eruptivgestein vollständig einhüllen, bald nur im Liegenden, bald nur im Hangenden, wohl auch auf beiden Seiten verschiedenartig auftreten, im Allgemeinen sehr schmal, im Maximum wenige Schritt breit. So erklärt es sich denn, dass nur in seltenern Fällen in den Contacthöfen die ganze Skala der Umwandlungsstadien, sondern meistens nur einzelne Glieder derselben entwickelt erscheinen. Nähert man sich vom unveränderten Schiefer her dem Diabas, so beobachtet man zunächst ein Dichterwerden und grössere Härte in demselben mit begleitender Abnahme der Fissilität, auch wohl eine Farbenänderung; alsdann kommt ein Stadium, in welchem grüne, bei der Verwitterung rostroth werdende Flecke in der Gesteinsmasse auftreten, welche den Schiefern ein lebhaft an die Knotenschiefer der Granitcontacthöfe erinnerndes Aussehen ertheilen. Man bezeichnet derartig veränderte Schiefer bekanntlich nach dem Vorgange Zincken's, der diese Metamorphose im Harz untersuchte, als Spilosite; die grünen, graugrünen oder rothbraunen Flecken laufen bisweilen randlich zu Bändern zusammen und dann nennt man die Gesteine nicht Fleckschiefer, Spilosite, sondern Bandschiefer, Desmosite. Bei noch grösserer Annäherung an den Diabas geht die schiefrige Structur mehr und mehr verloren, es entstehen im ungefärbten Zustande grau- bis gelblichweisse, ganz dichte, flachmuschlig und scharfkantig brechende, sehr kieselschieferähnliche Gesteine, die man Adinole nennt. Sie unterscheiden sich von den Kieselschiefern durch ihre, allerdings nicht sehr leichte

Schmelzbarkeit und durch die Ausbildung einer sehr charakteristischen mattweissen, kaolinhaltigen Rinde von sehr geringer Dicke. Durch organische Substanzen oder durch Eisenoxyde sind sie oft durchweg, oder streifenartig, auch wolkig und in unregelmässig verlaufenden Flecken schwarzgrau, röthlichbräunlich oder gelblich, auch wohl grau, sehr selten grünlich gefärbt. Am häufigsten trifft man nun entweder nur die Adinolfacies oder nur die Spilositfacies in den Contacthöfen der Diabase, oder doch eine dieser in vorwiegender Entwicklung. — Mit dem Wechsel im äusseren Habitus ist ein durchgreifender Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung verbunden, dessen Einzelheiten verhältnissmässig unabhängig sind von der ursprünglichen Zusammensetzung des Schiefermaterials — ein durchaus charakteristischer Unterschied gegenüber den Granit-Schiefer-Contacthöfen. In diesen bleibt die chemische Zusammensetzung ferner annähernd constant durch alle Glieder des Hofes, wenn man vom Wassergehalt und der organischen Substanz des Schiefers absieht, bei den Diabascontactgesteinen besteht ein durchgreifender Unterschied zwischen der chemischen Zusammensetzung der Adinole und der Spilosite. Die Adinole sind reich an Kieselsäure und Natron, entbehren der zweiwerthigen Metalle dagegen fast vollständig, die Spilosite sind weit ärmer an Kieselsäure, ebenfalls natronreicher als die ursprünglichen Schiefer, dabei aber auch reich an Magnesia und Eisen. Die organische Substanz und der Wassergehalt der Schiefer scheinen sich auch in der Diabascontactzone mit der Annäherung an das Eruptivgestein zu vermindern. — Adinole und Spilosite sind uns ihrem Wesen nach besonders durch Lossen's grundlegende Arbeiten bekannt geworden, ich lege der Darstellung daher auch die von ihm beschriebenen Harzgesteine zu Grunde, welche ich zumeist seiner Freundlichkeit verdanke. Die Resultate meiner eigenen Untersuchungen stimmen bis auf unwesentliche Einzelheiten genau mit seinen Angaben.

Betrachtet man einen recht dünnen Schliff einer vollendeten Adinole mit schwacher Vergrösserung, so zeigt er ein meistens überaus feinkörniges, farbloses Aggregat ohne irgend welche Gesetzmässigkeit in der Anordnung, in welchem einzelne grünliche durchsichtige, und gelblichweisse, undurchsichtig trübe, das Licht stark reflektirende und diffundirende Flecken auffallen. Seltener heben sich einzelne grössere einsprenglingsartig hervortretende farblose Krystalle ab; recht häufig dagegen ist das Präparat von gröberkörnigen Trümern durchzogen. In anderen Adinolen zeigen sich

ausserdem unregelmässig vertheilte, oder auch in parallelen oder sanft gewellten Strängen das Präparat durchziehende Pigmentmassen (kohlige Substanzen oder Eisenoxyde). Beginnt man das Studium bei hinreichender Vergrösserung an den gröberkörnigen Trümern, so wird man in denselben bald zwei Substanzen unterscheiden: ein absolut farbloses, nirgends Spaltrisse oder chemische Veränderungen zeigendes Mineral, dessen mattest polarisirende oder isotrope Durchschnitte das Axenbild einaxiger Körper mit positivem Charakter geben, und ein zweites, durch winzige Interpositionen von Flüssigkeiten, Gasen oder kleinen Kohleflitterchen etwas mehr getrübtes, farbloses, nach einer oder zwei Richtungen spaltendes, hie und da die Zwillingshalbirung oder polysynthetische Lamellirung der triklinen Feldspathe aufweisendes Mineral. Fehlt die Zwillingsbildung — und das ist sehr häufig der Fall — so werden die schwächst polarisirenden Körner und Individuen einen Axenbalken eines zweiaxigen, andere lebhaft polarisirende gelegentlich sehr deutlich die positive Bissectrix eines zweiaxigen Krystalls erkennen lassen. Das erste Mineral ist Quarz, das zweite Albit, und diese beiden Substanzen bilden in innigem, oft auch für einen geübten Beobachter unentwirrbaren Gemenge die Hauptmasse der Adinolen, gegen welche alle andern Gemengtheile der Quantität nach absolut zurücktreten. — Wendet man sich dann zu den grünen Flecken, so erkennt man darin kleine Häufchen von bald blättrigen und dann den parallelfasrigen Hornblenden der Variolite ähnlichen Aktinolithindividuen von grüner Farbe, oder aber längere Säulchen, die meistens in unordentlichen Gruppen zusammen liegen, sich seltener zu divergirenden Bündeln aggregiren. Auch vereinzelt begegnet man dem Aktinolith in dem Quarz-Albit-Aggregat und dann ist er gar nicht selten vorzüglich scharf krystallisirt und besitzt gelegentlich die gelblichgrüne Farbe mancher alkalireichen Amphibole (Heinrichsburg bei Mägdesprung). Um die grünen Strahlsteinflecke herum findet sich gern in vereinzelten Körnern oder scharfen Krystallen fast farbloser bis gelblichgrüner Epidot, leicht kennbar an seiner Form, an dem höheren Brechungsexponenten und der bedeutend stärkeren Doppelbrechung gegenüber dem Strahlstein. Auch der Epidot ist in einzelnen Krystallen durch die ganze Gesteinsmasse zerstreut; doch scheint derselbe nie in den grobkörnigen Primärtrümern vorzukommen, die doch den Strahlstein recht häufig enthalten. — Die bei schwachen Vergrösserungen endlich graulichweiss bis gelblichweiss und opak aussehenden Flecken sind in guten Präparaten bald

als Leukoxen (Titanit-) Aggregate mit oft noch erhaltenem Kern von Ilmenit oder Magnetit zu erkennen, oder sie lösen sich in äusserst stark licht- und doppelbrechende, kurze und gedrungene Rutilsäulchen und herz- oder knieförmige Zwillinge dieses Minerals auf, und auch der Rutil ist in allen Adinolen mehr oder weniger reichlich in einzelnen, bisweilen gar nicht kleinen Krystallen durch das ganze Gestein zerstreut. Zu betonen ist es, dass ich trotz der allgemeinen Verbreitung dieses Minerals dasselbe in den Adinolen niemals in der zarten Form der sogenannten Thonschiefernädelchen antraf. Recht grosse und deutlich pleochroitische gelbrothe Rutilsäulen enthält eine Adinole vom Gitzhügel bei Hasselfelde.

Nicht in allen Adinolen, aber doch recht verbreitet, sind Pseudomorphosen von Limonit nach Pyrit, und dünne, blutroth durchsichtige Eisenglimmertäfelchen in recht vereinzelten Exemplaren. — Anatas wurde in recht stattlichen Kryställchen in den grobkörnigen Quarz-Albit-Trümern einer Adinole im oberen Schiebecksthal bei Harzgerode, vereinzelt im Gestein selbst an der Leinemühle bei Pansfelde wahrgenommen. Die Unterscheidung dieses Minerals vom Rutil kann bei der, die Formenerkennung sehr hindernden kräftigen Lichtbrechung grosse Schwierigkeiten darbieten und ich möchte glauben, dass öfters das für Rutil gehaltene Titanmineral mancher Adinole in Wirklichkeit Anatas ist (Allrode).

Von der Schieferflaser pflegt in den Adinolen nicht viel erhalten zu sein; aus ihr stammen offenbar die Striemen organischer kohliger Pigmente her, deren mehr geradliniger oder zierlich welliger, bald paralleler, bald sich flaserig kreuzender Verlauf offenbar durch die ursprünglich vorhandene Schieferflaser bedingt ist. Wo noch geringe Reste derselben vorhanden sind, da pflegen sich an und in derselben die Strahlsteinnadeln und Blättchen besonders anzuhäufen (Dornkopf zwischen Hasselfelde und Rübeland). Ziemlich reichlich trifft man sie in dieser Form noch erhalten in einer Adinole aus dem Feuersteingrund bei Mägdesprung: sie bildet hier ein Netzwerk, dessen Maschen von Albit und Quarz in solcher Anordnung erfüllt sind, dass nach dem Centrum der Maschen hin das Korn entweder auffallend ab- oder zunimmt und oft ein von dem Netzwerk her in derselben Richtung fortschreitendes Wachsthum der Albitquarzmassen erkannt werden kann.

Es ist anzunehmen, dass manches, was aus dem Diabas-Contact als Kieselschiefer oder kieselschieferähnliche Massen von verschiedenen Autoren erwähnt wird, in Wirklichkeit zum Adinol gehöre.

Die Spilosite und ihre als Desmosite bezeichneten Verwandten besitzen als wesentlichsten Unterschied gegenüber den Adinolen stets in mehr oder weniger vollkommener Erhaltung die Schieferstructur der Muttergesteine. Daher ist natürlich auch das Bild unter dem Mikroskop ein anderes, je nachdem man den Schnitt parallel oder senkrecht zur Schieferfläche gelegt hat. Innerhalb der Spilosite ist die Mannichfaltigkeit eine sehr grosse zufolge der höheren oder niederen Stellung, welche ein specielles Vorkommen in der Reihe vom unveränderten Schiefer zu der Adinole einnimmt. Es giebt jedoch gewisse Charaktere, die alle Spilosite vom unveränderten Schiefer unterscheidet; dahin gehört es, dass alle Spilosite höher und gröber krystallin sind, als die Schiefer, aus denen sie hervorgingen, dass in den Spilositen allenthalben die Menge des organischen Pigmentes geringer ist, als in jenen, ja dass dieses recht bald bis auf winzige Reste zu verschwinden pflegt, dass endlich, von ganz vereinzelten Ausnahmen abgesehen, die Thonschiefernädelchen-Form des Rutils in dem Schiefer den Spilositen fehlt, dass in ihnen vielmehr der Rutil in dickeren und grösseren Krystallen oder in Häufchen und Knäuelchen solcher auftritt. Auch wo einmal die Thonschiefernädelchen-Form erhalten bleibt (Herstein im Birkenfeldischen u. a. O., im Saar-Nahe-Gebiet), haben dennoch die Dimensionen zugenommen. Es hat also allenthalben in den Gesteinen eine durchgreifende Krystallisation stattgefunden. — Die Mineralien, aus denen alle Spilosite, die mir bekannt geworden sind, sich wesentlich aufbauen, sind heller Glimmer (Muscovit, Sericit), Chlorit, Quarz, Albit und Rutil. Von spärlicherer Verbreitung sind Asbest oder Aktinolithnädelchen, Titanit und Ilmenit, Carbonate, Turmalin (wohl aus dem ursprünglichen Schiefer übernommen), Pyrit; als Zersetzungsproduct ist Limonit überaus häufig. Dieser mineralogische Bestand ist also nahezu der gleiche, wie bei den Adinolen. Aber die Menge des Quarzes ist in den Adinolen weit höher, als in den Spilositen; der Chlorit ist stets in bedeutenderer Menge in den Spilositen vorhanden; der ihm äquivalente Aktinolith der Adinole ist immer nur sehr spärlich eingestreut, kann sogar absolut fehlen, ohne dass dadurch der Charakter des Gesteins wesentlich geändert würde.

Betrachtet man nun einen Dünnschliff eines hochentwickelten Spilosits bei schwacher Vergrösserung, so sieht man sehr zahlreiche grüne rundliche Flecke auf weissem Grunde, in welchem auch trübe, stark lichtzerstreuende graue oder gelbliche Flecke mehr vereinzelt liegen. Bei stärkerer Vergrösserung erkennt man das Mineral der

grünen, bald kreisrunden, bald elliptischen oder mehr unregelmässigen Flecke als schön schuppigen Chlorit; derselbe ist allenthalben mehr oder weniger untermengt mit farblosen Mineralien von körniger Beschaffenheit, Quarz und Albit. Die letzteren sind bald regellos zwischen die Chloritschüppchen eingestreut, bald häufen sie sich stark in deren Centren, so dass der Chlorit um sie einen grünen Kranz bildet. Dann sind also in Wirklichkeit die den Spilositcharakter bedingenden Mineralconcretionen nicht Chloritkugeln, sondern Quarz-Albit-Kugeln mit Chloritschalen. Rutil ist in der Regel nicht in diesen Flecken vorhanden; derselbe bildet, ebenso wie bei der Adinole, die stark lichtzerstreuenden, trüben Flecken bei schwacher Vergrösserung. — Die farblose Grundmasse besteht wesentlich aus Albitkörnern, nebst Quarzkörnern und gewöhnlich stark überwiegend aus farblosem Glimmer. Es fällt sofort auf, dass Albit und Quarz in der Grundmasse grössere Dimensionen haben, als in den Chlorithäufchen; dasselbe Verhältniss beobachtet man noch evidenter bei dem farblosen Glimmer, wenn dieser sich auch in den Flecken, nicht nur in der Grundmasse findet. Bei hochentwickelten Spilositen liegt der Glimmer nicht genau in der Schieferungsebene, sondern bildet sehr zierliche divergentstrahlige oder rosettenförmige Aggregate, die zwischen gekreuzten Nicols überaus deutlich hervortreten (Klobe, Hang nach dem Dreckthal, Section Derenburg, und zwischen Rossleich und Wildstein bei Treseburg, Harz). Bei minder entwickelten Spilositen findet man den Glimmer oft stark gestreckt parallel der Schieferfläche, und zwar am stärksten um die Chlorithäufchen. Man sieht dann zwischen gekreuzten Nicols jedes Chlorithäufchen nach zwei diametral gegenüberliegenden Richtungen von parabolischen Glimmerhöfen umgeben. Bei noch geringerer Entwicklung fehlt auch diese Streckung und der Glimmer ordnet sich als kreisförmiger Hof um die Chlorithäufchen, bis endlich auch dieser undeutlich wird und das Gestein das Aussehen eines normalen Schiefers mit grünen Flecken annimmt. In derselben Reihenfolge vermindert sich auch die Korngrösse der Gemengtheile der Grundmasse und diejenige des Chlorits in den Flecken. Zuletzt werden die Grenzen der Flecken verwaschen, der Gegensatz von Grundmasse und Flecken verliert sich; Chlorit ist allgemein, wie in den Schiefern, vorhanden, Rutil tritt in der Form der Thonschiefernadeln auf und man ist im normalen Gestein angekommen.

Auch in den Spilositen und Desmositen (letztere entstehen

durch randliches Verfliessen der Chlorithäufchen zu mehr oder weniger continuirlichen Bändern) sind Trümer von Quarz-Albit-Aggregaten eine gemeine Erscheinung; ja dieselben treten noch in dem anscheinend unveränderten Schiefer auf und gehören mit der Umformung des Rutils aus der Thonschiefernädelchenform zu grösseren Säulen und Körnern zu den am weitesten vom Diabas weg zu verfolgenden Contactphänomenen.

Die atmosphärische Verwitterung zersetzt den Chlorit zu Carbonaten, Limonit und Quarz; in verwitterten Spilositen erhält man daher statt der grünen Flecken auf weissem Grunde rostrothe. — Die geschilderten Erscheinungen wurden vorwiegend an Harzer Spilositen verschiedener Fundorte studirt; ich erwähne ausser den genannten noch die Heinrichsburg bei Mägdesprung, das Lupbodethal, Rammelberg bei Wippra, Degnershausen, Allerode und Forstort Ruhehoy, nördlich von Reichenberg bei Elbingerode. Der Spilosit von Degnershausen enthält die schönsten Quarz-Albit-Schnürchen mit grossen Chlorittafeln. Die Albitkrystalle sitzen in herrlichen strahligen Gruppen auf den Trumwänden auf.

Ganz analog sind in allen wesentlichen Punkten die Spilositbildungen an den Diabasen des linksrheinischen Devon der Saar- und Moselgegenden, in denen VAN WERVEKE zuerst die von SCHENCK im Diabascontact des oberen Ruhrthales beobachteten opaken Flecke chemisch als Titansäure erkannte. Ich muss auch hier bemerken, dass nicht unwahrscheinlich manches bei den Spilositen als Rutil Angesprochene zum Anatas gehören mag. In den Contactzonen des linksrheinischen Diabas erreicht indessen nach den mir bekannt gewordenen Vorkommnissen und nach den mir von VAN WERVEKE freundlich zu Gebote gestellten handschriftlichen Mittheilungen die Spilositbildung niemals den hohen Grad der Entwicklung, wie am Harz, z. B. im Dreckthal, an der Rammelburg u. a. O. — Meine Beobachtungen an den z. Th. von VAN WERVEKE (L. J. 1884. II. 225) kurz erwähnten Gesteinen stimmen ganz mit den Angaben desselben überein bis auf den von VAN WERVEKE z. Th. wohl vielfach zu gering veranschlagten Albitgehalt der Spilosite. Zu diesen linksrheinischen Spilositen gehört auch das altbekannte und in den Sammlungen viel verbreitete Vorkommen von Herrstein bei Oberstein a. d. Nahe, in welchem der Rutil die Thonschiefernädelchenform bewahrt hat. — Doch findet sich in diesem Gebirge eine sonst noch nicht beschriebene Abart der Spilosite im Hangenden und Liegenden der Diabase zwischen Crutweiler und Staadt und zwi-

schen Thaben und Staadt an der Saar, in deren Beschreibung ich der handschriftlichen Darstellung von Werveke's wesentlich folge.

Makroskopisch ist diese Gruppe durch helle Flecke in einer dunkleren Schiefermasse charakterisirt, welche ihrerseits durch zahlreiche Glimmerconcretionen gekennzeichnet ist, die sich von der durch Chlorit gefärbten Hauptmasse gut abheben. Die Flecken bestehen im erstgenannten Gestein vorwiegend aus Quarz (wohl mit Albit) mit zwischengeklemmtem Chlorit und einer opaken Substanz in geringer Menge, während die Grundmasse aus Chlorit, hellem Glimmer in rundlichen Concretionen und einzelnen Blättchen, Quarz und reichlichen Mengen des opaken Gemengtheils aufgebaut ist. Letzteres stellt wohl Pseudomorphosen nach Ilmenit dar. Da der Rutilgehalt des unveränderten Schiefers nahezu vollständig verschwunden ist, so darf man wohl nach van Werveke's Ansicht annehmen, dass derselbe zu der Bildung von Ilmenit verwendet wurde, aus welchem dann die opaken Gemengtheile des Schiefers und seiner Flecken durch Zersetzung hervorgingen. — Im Hangenden und Liegenden des Diabas zwischen Thaben und Staadt enthalten die Flecken mehr hellen Glimmer als Chlorit, beide gewissermassen eingebettet in ein körniges Aggregat von sicher bestimmbarem Albit und Quarz, in welchem sich auch in geringer Menge kurze gedrungene Rutile und die eben erwähnten opaken Substanzen finden. Die Schiefermasse ihrerseits besteht aus rundlichen bis ovalen Concretionen von hellen Glimmerblättchen in meistens regelloser Anordnung, in deren Mitte oft ein oder mehrere Körner des opaken Erzes liegen und welche verbunden werden durch grüne Aggregate von Chloritschuppen, in denen Apatitsäulchen und -Säulenglieder, Rutil und Körner des opaken Erzes eingebettet sind. Um das letztere ordnet sich der Chlorit fast stets radial. Quarz und Albit erscheinen in der Grundmasse nur in vereinzelten Körnern, deren Dimensionen mit Annäherung an den Diabas wachsen. In dem am Diabas zunächst liegenden Fleckschiefer bildet der Albit grosse polysynthetisch verzwillingte Individuen.

Sobald die Vertheilung der verschiedenen Gemengtheile in den Spilositen eine gleichmässige, nicht mehr verschiedenartig concretionär gehäufte und gesonderte ist, — und diese Art der Ausbildung kommt am Harz und in der Saar-Mosel-Gegend vor —, dann entstehen Diabas-Schiefer-Contactgebilde, die man wohl als Hornschiefer zusammenfassen kann. Sie gehen einerseits durch Structuränderungen in die Spilosite, andererseits durch Abnahme der Fissilität

in Adinole über, die von manchen Forschern nicht eben glücklich Hornfelse genannt werden, eine Bezeichnung, die auf die Gesteine der innersten Granitcontacthöfe beschränkt bleiben sollte.

Solche Hornschiefer beschreibt Schenck recht ausführlich aus dem Diabascontact vom Bochtenbeck bei Niedersfeld, vom Kuhlenberg und Silberberg bei Silbach und von Hillkopf im oberen Ruhrthal. Die Zusammensetzung der Hornschiefer ist am erstgenannten Orte durchaus diejenige der gut entwickelten Spilosite; Schenck beobachtete ganz richtig das Verschwinden der Thonschiefernädelchen und des organischen Pigmentes, nur erkannte er die neue Form nicht, in welcher der Rutil ausgebildet ist. Auch die eigenthümlich strahlig divergente Anordnung des hellen Glimmers entging ihm nicht. Mit weiterer Annäherung an den Diabas geht dieser Hornschiefer in ein Gestein über, welches Schenck „grünen Hornfels" nennt und das nach seiner Beschreibung genau einem normalen, nicht mehr ganz frischen, feinkörnigen Spilosit entspricht, welcher nur recht unvollkommene Schieferung besitzt, und dessen Rutilgehalt in aussergewöhnlicher Weise in den Chlorithäufchen concentrirt wurde. Schenck's unmittelbar am Diabas liegender „blauer Hornfels" ist dann ein grobkörnigerer, in Desmosit übergehender, adinolähnlicher Spilosit, in welchem der Rutil mehr gleichmässig durch das Gestein zerstreut ist. Die blaue Farbe desselben ist durch fein vertheilte Erzkörnchen bedingt, welche für Ilmenit gehalten werden. An den übrigen Localitäten kehren dieselben Contactgebilde wieder, nur fehlen die höchstgradig veränderten, die „blauen Hornfelse". Bei Hillkopf wurde ein „weisser Hornfels" beobachtet, welcher nach Analyse und Beschreibung einer Adinole entspricht, deren Albit in Kaolin umgewandelt ist.

Ziemlich abweichend von den normalen Verhältnissen scheinen die Hornschiefer am Wollenberg bei Wetter und im Kellerwald nach den Schilderungen Bücking's und Chelius' entwickelt zu sein.

Auch Michel-Lévy schildert die Contactproducte, welche im Mâconnais die Diabase in den sie beherbergenden cambrischen Schiefern und Quarziten hervorgebracht haben. Er unterscheidet zwei Gruppen: 1) die schistes amphiboliques, 2) die cornes vertes. In den ersteren (von Jullié und Veaux), welche stets grün gefärbt sind, besteht die Hauptmasse des Gesteins aus einer amorphen thonigen Substanz, in welcher Quarzkörner eingesprengt sind, und welche annähernd parallel zur Schichtung von einem wirren Gewebe sehr kleiner und einzelner grösserer Amphibolnadeln durchspickt

ist, denen Magnetitkörner und kleine Pyritnester beigemengt sind. — Die cornes vertes sind vollkommen dicht, oft grau und grün gebändert und haben splittrigen Bruch. Die grünen Bänder haben die Zusammensetzung der schistes amphiboliques, aber weit feineres Korn; die grauen oder auch wohl gelblichen Bänder enthalten statt des Amphibols einen Pyroxen oder Epidot, denen sich Titanit zugesellt. Auf Trümchen im Gestein erscheinen Oligoklas und wahrscheinlich Wollastonit, auf grösseren Adern (zwischen Cressy-sur-Somme und Luzy) Granat, Epidot und Pyrit.

Herrn Prof. Bücking verdanke ich einen Hornschiefer vom Contact des „Hypersthenfels" (Diabas) mit Unterem Rothliegendem zwischen Schnellbach und Nesselhof in Thüringen. Derselbe besteht aus Quarz und ungestreiftem Feldspath (letzterer in recht zierlichen Krystallen) nebst Chlorit und nicht spärlichen Blättern von braunem Biotit, sowie etwas Eisenglimmer in blutrothen Täfelchen. Der Biotit ist ein sehr auffallender Gemengtheil in einem Diabascontacthof.

Gürich beobachtete, dass die Thonschiefer Niederschlesiens im Contact mit Diabas ihre Schieferung verlieren und massigen Habitus annehmen, gleichzeitig entwickeln sich in ihnen Rostflecke, welche von verwitterten Dolomitrhomboëdern herrühren.

Verbeek beschreibt die Umwandlung von Culmschiefer in „Kieselschiefer" am Contact des Diabas an der Westküste von Sumatra und diejenige von Culmkalk in Granat-Vesuvian- und Granat-Malakolith-Gesteine (Goenoeng Bessie und Siboemboen-Gebirge).

Die eigenthümlichen Contactbildungen der Ophite harren noch einer genauen mikroskopischen Untersuchung.

Die Tuffe der Diabasgesteine.

Wenn man unter Tuffen Gesteine zusammenfasst, welche aus klastischem, fragmentarem Eruptivmaterial ganz oder doch zu einem beträchtlichen Theile zusammengesetzt sind, ohne Rücksicht darauf, ob dieses Material direct in fragmentarer Form zu Tage gefördert oder erst durch mechanische Zertrümmerung der compacten Eruptivmassen entstanden ist, so kann man einem echten Diabas, als einem Intrusivgestein eigentlich nur einen Tuff der zweiten Art als möglich zugestehen. Thatsächlich sind denn auch die eigentlichen Diabase, die sog. körnigen Diabase, wohl nur selten, wenn überhaupt von zweifellosen Tuffbildungen begleitet, während diese mit den effusiven „dichten Diabasen", Kalkdiabasen, Diabasmandelsteinen u. s. w. sehr

oft in innigem Verbande stehen. Man hat sich gewöhnt, in den Schalsteinen Tuffe der Diabase zu sehen; ohne dieses irgendwie schlechthin bestreiten zu wollen, scheint es mir doch, dass mit dem Namen Schalstein sehr heterogene Dinge bezeichnet werden. Da es schwer ist, aus der über den Schalstein vorliegenden Literatur ein deutliches und der Natur der Sache nach unmöglich, ein sicher deutbares Bild von dem jeweils beschriebenen Vorkommen zu gewinnen, und die eigenen Erfahrungen nach Ausdehnung und Vertiefung noch zu fragmentar sind, so muss ich mich auf die kurze Angabe beschränken, dass unter den Schalsteinen sicher in nicht geringer Menge druckschiefrige und dynamometamorphe körnige Diabase, ebenso sicher und in nicht unbedeutender Verbreitung auch effusive Massen von der Zusammensetzung der Diabasgesteine in mehr oder weniger verändertem Zustande, ferner secundäre Tuffe (das in ihnen enthaltene Diabasmaterial ist durch mechanische Zertrümmerung von festen Diabasen entstanden) und echte Agglomerate (irgendwie verfestigtes und cämentirtes lockeres Auswurfsmaterial) mit wechselnder Beimengung von genuinem Sedimentmaterial (Quarzsand, Thon, Calcit etc.) vorkommen.

Die eingehendste Schilderung eines ausgedehnten Schalsteingebietes hat Gümbel in seiner Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 222 sqq., geliefert. Bei aufmerksamem Studium seiner prägnanten Schilderungen wird man in demselben, auch ohne dass sie direct genannt werden, einzelne der erwähnten Typen wohl erkennen. — Auch A. Geikie liefert einige sehr deutliche Beschreibungen von Diabastuffen in seinem Aufsatz über die vermeintlich vorcambrischen Gesteine von St. Davids und kurze Notizen finden sich mehrfach in der zu Häupten dieses Abschnitts angegebenen Literatur.

Wo die Diabastuffe, beziehungsweise Schalsteine im Schiefergebirge auftreten, sind sie natürlich denselben metamorphosirenden Processen ausgesetzt gewesen, wie die Diabase und haben, da sie stofflich mit diesen identisch sind, die gleichen Producte geliefert. Solche Vorgänge sind dem Auge Gümbel's nicht entgangen; er hebt hervor, dass den Schalsteinen oft ein eigenthümliches, an die Fluidalstructur der Effusivmassen erinnerndes Gewebe eigne, welches er als Migrationsstructur bezeichnet. Dieselbe zeigt sich darin, dass nach seinem Ausdruck „innerhalb gewisser Partien die kleinen Krystallnädelchen oder Körnchen nach einer bestimmten Richtung harmonisch geordnet um verschiedene Substanzen schalig, zonal

oder streifig nach Art der Bildungen des Festungsachates gruppirt sind. Es ist diess Folge der Umbildung alter und der Ausbildung neuer Gemengtheile, gleichsam einer Wanderung der Stoffe.“ Die alten Gemengtheile sind auch in den Schalsteinen Augit, Plagioklas und Ilmenit oder Magnetit, die neugebildeten auch hier Aktinolith, Grammatit, Chlorit und Verwandte, Epidot, Quarz, Calcit und andere Carbonate, Eisenoxyde, Titanit oder gelegentlich Anatas. Niemals ist in echten Schalsteinen oder mit wirklichen Diabasen verknüpften Diabastuffen bisher eine Spur von glasigen Substanzen, wie sie in den Tuffen der entsprechenden jüngeren Effusivgesteine so häufig sind, gefunden worden.

Wie durchgreifend die Veränderungen solcher Schalsteine sein können, erweist der Umstand, dass Gümbel gewiss mit Recht zu ihnen auch Gesteine stellte, die er talkige Schalsteinschiefer, Chloropitschiefer und Thüringitschiefer nennt.

Gürich unterscheidet in der niederschlesischen Thonschieferformation zweierlei Schalsteine: 1) solche, die alle Gemengtheile der Diabase haben, zumal Augit (auch die blaue Hornblende der Diabase dieser Gegend), aber fragmentar und in anderer Structurverbindung; 2) augitfreie, vorwiegend aus Kalk, Quarz, Feldspath (Chlorit, blaue Hornblendenadeln, Glimmerschüppchen, Epidot, opake Erze und Leukoxen untergeordnet) bestehend. Den eigentlichen Grünschiefern fehlt die blaue Hornblende und an die Stelle des Chlorit tritt Strahlstein.

I. g. Die Familie der Theralithe.

Literatur.

C. Doelter, Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz. 1882. S. 78.
B. J. Harrington, Report on the minerals of the apatite bearing veins of Ottawa County, Q., with notes on miscellaneous rocks and minerals. Montreal. 1879.
G. H. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord. 1878.
J. Macpherson, Résumé d'une description des ophites et des téschénites du Portugal. Bull. Soc. géol. Fr. (3). X. 289—295. 1882 und Communicaçoens da Seccão dos trabalhos geologicos do Portugal. t. I. fasc. 1. Lisboa. 1885. 89—112.
H. Möhl, Über Teschenite. L. J. 1875. 694—700.
C. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiet der schlesisch-mährischen Kreideformation. T. M. P. M. 1885. VII. 1—63.
G. Tschermak, Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. II. 107—112.
J. E. Wolff, Notes on the petrography of the Crazy Mountains and other localities in Montana Territory. Northern Transcontinental Survey. R. Pumpelly, Director. 1885.
F. Zirkel, Über die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. L. J. 1868. 716.

Unter den neovulkanischen Effusivgesteinen finden sich in nicht eben spärlicher Verbreitung solche, welche durch die Mineralcombination Plagioklas-Nephelin gekennzeichnet sind, und welche sich in der chemischen Reihe der Eruptivmagmen durch einen hohen Alkaligehalt neben geringem Gehalt an Kieselsäure auszeichnen. Diese Nephelintephrit genannten Gesteine zeigen gelegentlich Ausbildungsformen, welche durchaus den hypidiomorph-körnigen Habitus aller Tiefengesteine besitzen, aber so innig mit porphyrisch struirten effusiven Massen verknüpft sind, dass eine strenge Scheidung nicht durchführbar scheint, dass man jene vielmehr als eine im Ganzen untergeordnete Facies dieser betrachten muss. Ob echte Tiefengesteine, stockförmige oder in Intrusivlagern auftretende, von analoger Zusammensetzung vorkommen, lässt sich mit absoluter Sicherheit heute noch nicht angeben; doch scheint mir eine bejahende Antwort den höheren Grad von Wahrscheinlichkeit zu be-

sitzen. Man hat mehrere Male geglaubt, diesen Typus sicher nachgewiesen zu haben und hat sich später überzeugen müssen, dass dieser Nachweis nicht über jeden Widerspruch erhaben war. Nun hat gelegentlich der Transcontinental Survey J. E. Wolff in den aufgerichteten Kreidesandsteinen der Crazy Mountains in Montana in den Vereinigten Staaten Gesteine aufgefunden und sorgfältig beschrieben, welche bei durchaus hypidiomorph-körniger Structur, wie sie nur echten Tiefengesteinen als Regel zukommt (Lossen würde sie eugranitisch nennen), dem Bestande nach wesentlich durch die Mineralcombination Nephelin-Plagioklas charakterisirt scheinen. Diese Gesteine bilden keine Oberflächenergüsse, sondern mehr oder weniger bedeutende Vorkommnisse, die z. Th. die Form der volcanic necks von A. Geikie, z. Th. diejenige von Gängen mit grösserer oder geringerer Mächtigkeit zu haben scheinen. Wolff braucht für dieselben die Bezeichnungen ledges, ridges, small eruptive mass, und betrachtet die schmalen Gänge als wahrscheinliche Ausläufer von bedeutenderen Massiven. Wenn es sich bestätigt, dass diese Vorkommnisse nicht blosse Facies von effusiven Gesteinen sind, so hat man in ihnen echte Repräsentanten der Plagioklas-Nephelingesteine in plutonischer Form. Ich schlage für dieselbe den Namen Theralithe vor (von θηρᾶν eifrig suchen), in Anspielung darauf, dass sie eine erwünschte Vervollständigung der Reihe der plutonischen oder Tiefengesteine darstellen.

Ich lege der Schilderung wesentlich die Beschreibung Wolff's zu Grunde. Diese Montana Theralithe sind z. Th. recht grobkörnige Gesteine von grauer Gesammtfarbe, welche bei Abnahme des Korns dunkler bis fast schwarz wird. In den grobkörnigen Abarten erkennt man mit blossem Auge bis zu 7 mm lange Augitprismen, tafelförmige Krystalle von Biotit, Feldspath und Nephelin. Einige Vorkommnisse lassen auch rostbraune Olivinkrystalle wahrnehmen. Unter dem Mikroskop lässt sich bestimmen, dass nächst den im Ganzen spärlichen Erzen und dem Apatit, der Olivin, der Biotit und Augit die ältesten Gemengtheile sind. Der Olivin ist keineswegs allenthalben vorhanden und spielt überhaupt die Rolle eines accessorischen Gemengtheils. Derselbe bildet Körner, welche offenbar chemisch durch partielle Resorption deformirte Krystalle sind; damit steht es auch im Einklange, dass er vorwiegend als Einschluss in, oder doch theilweise umhüllt von Biotit vorkommt. Letzterer hat z. Th. die Form scharf hexagonaler Krystalltafeln, z. Th. ist auch er mehr oder weniger durch Resorption deformirt. In

manchen Handstücken ist der Rand dieser Tafeln intensiver gefärbt, als das Centrum, seltener sieht man auch im Centrum einen tiefer gefärbten Fleck, so dass eine Zonenstructur deutlich hervortritt. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist braun bei starker Absorption in normaler Orientirung. Die Neigung der Bissectrix gegen die Normale auf (001) ist beträchtlich genug, um im Dünnschliffe eine Auslöschungsschiefe der Querschnitte gegen die Spaltrisse von mehreren Graden erkennen zu lassen. Dieses, bei nephelinreichen Gesteinen oft zu beobachtende Verhalten erleichtert in Verbindung mit der einigermassen verschiedenen Absorption der parallel und senkrecht zur Symmetrieaxe schwingenden Strahlen die Beobachtung der in diesen Gesteinen sehr verbreiteten Zwillingsbildung des Glimmers nach dem von Tschermak definirten Gesetze. Der Axenwinkel des Glimmers schwankt einigermassen, wird aber nie sehr gross, wohl kaum je über 30°, doch liegen genaue Messungen nicht vor. — Der im durchfallenden Lichte ganz hellgrüne bis fast farblose Augit ist am vollkommensten idiomorph von den eisenhaltigen Gemengtheilen und zeigt die Diopsidformen; die Spaltbarkeit nach 110 ist sehr deutlich, andere Blätterdurchgänge fehlen. Das optische Verhalten ist normal. An Einschlüssen ist der Augit stellenweise recht reich, dieselben bestehen aus Apatit, Magnetit, Biotit und Gesteinsglas. Zonare Structur kommt gelegentlich recht deutlich vor. In den meisten Schliffen haben fast alle Augite einen tiefgrünen, stark pleochroitischen Rand, welchen man sehr leicht für Hornblende halten kann, und welcher anfangs auch dafür gehalten wurde; er ist meistens so schmal, dass man den Verlauf der Spaltrisse in Querschnitten in diesem dunkelgrünen Rande nicht zu verfolgen vermag. Bei Prüfung mit dem Quarzkeil erkennt man jedoch, dass die der Prismenaxe zunächst gelegene Elasticitätsaxe (ihre Neigung gegen c ist sehr gering) a ist, nicht c, wie dieses an Hornblende der Fall sein müsste. Dieser Umstand deutet auf Aegirin und als solcher lässt sich dieser gelegentlich breiter werdende Rand denn auch nachweisen. In selbständigen, aber immer kleinen Krystallsäulen kommt der Aegirin ebenfalls spärlich im Gestein vor. Endlich bildet er auch divergentstrahlige Aggregate, welche sich gern an die Augitkanten und Ecken ansetzen. Es hat somit den Anschein, dass der Aegirin allenthalben von jüngerer Bildung sei, jedenfalls jünger als der Augit. — Feldspath und Nephelin bilden ein grobkörniges Aggregat, in welchem bald der Feldspath gegen den Nephelin, bald dieser gegen jenen

sich idiomorph abgrenzt. Dann bildet Nephelin dicke Prismen mit deutlicher Spaltbarkeit nach Säule und Basis. In beiden treten Aegirinnädelchen als Interpositionen auf. Die Unterscheidung von Feldspath und Nephelin ist nicht immer leicht ohne Anwendung von Säuren oder von convergentem Licht. Beide wurden aus dem Gesteinspulver isolirt und chemisch geprüft, auch der Nephelin mehrfach im Dünnschliff durch Tinction und Nachweis der Einaxigkeit constatirt. Der Feldspath bedarf noch an reichlicherem Material wiederholter Prüfung. Derselbe zeigte verhältnissmässig selten die Viellingsstreifung und dann ist diese meistens sehr zart; Zwillingshalbirung ist häufiger. Dass jedoch der Feldspath nicht Orthoklas, oder doch seiner Hauptmasse nach nicht Orthoklas sei, wurde durch das specifische Gewicht und mikrochemische Reactionen am isolirten Pulver nachgewiesen. Derselbe ist z. Th. sicher ein Kalknatronfeldspath. Nun fällt es aber auf, dass bei demselben eigentlich nie die Leistenform typisch entwickelt ist, dass, wo die Krystallform überhaupt erkennbar ist, sie kurzrectanguläre Schnitte liefert und dass nach dem Grade der Doppelbrechung wahrscheinlich zwei Feldspathe vorkommen, deren einer in seinem Habitus lebhaft an Anorthoklas erinnert. — In manchen Gesteinen sind Feldspath wie Nephelin überaus frisch, oder doch nur an den Spaltrissen wenig getrübt; in anderen Vorkommnissen zeigen sie eine mehr oder weniger vorgeschrittene Kaolinisirung und Zeolithisirung und zwar ist Analcim besonders häufig nachweisbar; in einem Gestein von dem Südende der Three Peaks sind die beiden Mineralien nicht mehr erkennbar, sondern in Zeolithaggregate umgewandelt. — In dem Feldspath wie im Nephelin eingewachsen sind Mineralien der Sodalithgruppe allgemein und oft recht reichlich vorhanden; sie sind meistens vollkommen idiomorph, selten sind ihre Kanten und Ecken gerundet. Bald ganz wasserhell, sind sie in andern Fällen trübe durch reichliche Interpositionen ganz wie im Gestein des Katzenbuckels, oder in Zeolithe umgewandelt. In einem Gestein, 2 Meilen SW. von Martinsdale fand sich dieses Sodalithmineral eingewachsen in Nephelinkrystallen, die ihrerseits in Feldspath eingewachsen waren. Nach mikrochemischen Reactionen und Bauschanalysen ist dieses Mineral bald Sodalith (Rock Creek), bald Haüyn (Martinsdale). — Titanit ist nur spärlich und in wenigen Gesteinen (Martinsdale und im Quellgebiet des Muscleshell River) vorhanden.

In einer porphyrischen Varietät besteht die Grundmasse aus

leistenförmigem Feldspath, der nach seinem sp. G. vorwiegend zu Plagioklas, zu kleinerem Theile auch zu Sanidin gehört, und aus Nephelin, welcher die keilförmigen Räume zwischen den Feldspathen ausfüllt.

Gesteine von analoger Zusammensetzung scheinen gangförmig im silurischen Kalk der Gegend von Montreal in Canada vorzukommen.

Zweifelhaft muss es gelassen werden, ob die nicht ophitisch struirten, durch das Zusammenauftreten von tiefbraunem Amphibol und grünem oder violettem, oft sehr stark pleochroitischem und die sanduhrförmigen Wachsthumsformen zeigenden Augit und ihren hohen Analcimgehalt charakterisirten Glieder der Teschenitgruppe in der schlesisch-mährischen Kreideformation hierher zu rechnen sind. Diese Gesteine unterscheiden sich von den mit ihnen geologisch nahe verbundenen, nur augitführenden, diabasisch-körnig struirten und oben S. 215 bei den Ophiten erwähnten Gesteinen ganz wesentlich durch die Structur, welche von gelegentlichen oder nicht seltenen porphyrischen Facies abgesehen, derjenigen der Theralithe ähnelt. Hornblende und Augit, sehr oft regellos oder wohl noch häufiger parallel mit einander verwachsen, sind meistens vollkommen, immer so weit gegenüber dem Feldspath idiomorph begrenzt, dass an ihrer früheren Ausscheidung nicht wohl zu zweifeln ist. Biotit gesellt sich bisweilen zu ihnen. Apatit pflegt recht reichlich, Titanit als primärer Gemengtheil nur spärlich, als Leukoxen allgemein vorhanden zu sein. Der Augit ist älter als die Hornblende, wo man deren relatives Alter überhaupt bestimmen kann; es vertritt also hier die nach Rohrbach's Untersuchungen über 3 % Alkalien haltende Hornblende gewissermassen die Rolle des Aegirin in den Montana-Gesteinen. Die relativen Mengen von Amphibol und Pyroxen schwanken einigermassen gegen einander und ebenso ihre Gesammtmenge gegen diejenige der feldspathigen Gemengtheile, wobei zugleich die Idiomorphie aller Gesteinscomponenten um so grösser zu werden scheint, je kleiner die Menge des Pyroxens und Amphibols ist. Unter den farblosen Gemengtheilen ist zunächst ein gestreifter Feldspath bemerkbar, dessen Individuen im Allgemeinen nicht die schmale und lange Leistenform, sondern mehr gedrungene Formen besitzen, höchstens etwa doppelt so lang als breit werden. Dieselben scheinen meistens einem basischen Plagioklas anzugehören; eine Zonarstructur ist sehr verbreitet und das optische Verhalten dieser verschiedenen Zonen

deutet auf eine nach aussen hin zunehmende Acidität der Feldspathsubstanz. Gegen Augit und Amphibol ist der Feldspath durchweg allotriomorph; dagegen grenzt er sich nicht eben selten idiomorph gegen den zweiten wesentlichen farblosen Bestandtheil, den Analcim ab. Rohrbach nimmt an, dass dieser Analcim wesentlich dem Feldspath seine Entstehung verdanke, während frühere Beobachter, so uach ich, der Ansicht waren, im Nephelin sei das Muttermineral des Analcim zu suchen. Das Argument, welches man für diese Ansicht aus der mit der Quantität des Analcims abnehmenden Menge des Nephelins glaubte entnehmen zu können, ist nach Rohrbach's Untersuchungen hinfällig geworden. Immerhin bleibt es schwer erklärlich, dass die Zeolithisirung eines kalkreichen Feldspaths nahezu ausschliesslich zu Natronzeolithen führen sollte, und nächst dem Analcim ist Natrolith der herrschende Zeolith. Nimmt man an, dass bei der Verwitterung dieser Gesteine nicht Alkalien zugeführt wurden — die Erfahrung lehrt ja, dass das Umgekehrte die Regel ist, dann lassen sich die Bauschanalysen dieser Felsarten in keiner Weise auf ein ursprüngliches Gemenge von Augit, Hornblende und Labradorit oder Anorthit berechnen. Die relativen Mengen der Alkalien und Kieselsäure legen die Annahme des Nephelins als ursprünglich vorhandenen Gemengtheils recht nahe. Es muss erwähnt werden, dass es unter den Ganggesteinen der Dioritreihe einen gewissen Typus in Nordamerika giebt, der bei sehr nahezu gleicher chemischer Zusammensetzung ebenfalls keinen Nephelin, aber allerdings auch mehr oder weniger Analcim führt, und dessen Structur mit derjenigen der feldspatharmen Teschenite manche Ähnlichkeiten hat. Selbst die von Rohrbach erwähnte centrale Füllung der Hornblende mit Gesteinsgrundmasse kehrt bei ihnen wieder. — Eine sichere Entscheidung über die systematische Stellung dieser mährischen Teschenite wird man erst nach dem Auffinden frischer und unzersetzter Varietäten treffen können. Die bisher untersuchten Vorkommnisse (Rohrbach untersuchte deren etwa 40; den obigen Bemerkungen, soweit sie nicht Rohrbach's Aufsatz entnommen sind, liegen nur Gesteine von Marklowitz und Söhla zu Grunde) sind voll von chloritischen Zersetzungsproducten des Augits und der Hornblende und voll von Calcit, der z. Th. vielleicht dem Nebengestein entstammt, da in Söhla in Handstücken Einschlüsse von Kalkstein häufiger zu beobachten sind.

Macpherson beschreibt unter dem Namen Teschenite als Bezeichnung für Plagioklas-Nephelingesteine gewisse geologisch

mit Ophiten eng vergesellschaftete Eruptivmassen aus der Kreide Portugals, welche bei Cezimbra, Fonte da Bica und Casaes do Callado vorkommen und viel Ähnlichkeit mit den mährisch-schlesischen Tescheniten in der mineralogischen Zusammensetzung und in der Structur zeigen. Rohrbach, welcher das Gestein von Cezimbra ebenfalls studirte, konnte auch hier keinen Nephelin finden und leitet auch hier den Analcim von dem Plagioklas ab, wie auch Macpherson z. Th. schon gethan hatte. Nach meinen Erfahrungen lässt sich aus dem letztgenannten Vorkommen kein sicherer Anhalt für den Ursprung des Analcims gewinnen. — Etwas anders liegen die Verhältnisse bei einem gleichfalls von Macpherson bereits beschriebenen Gestein von Forte de Alqueidam bei Sobral. Dasselbe enthält keinen Amphibol, sondern als eisenhaltigen Gemengtheil neben den Erzen nur einen ziemlich hellgefärbten Augit, der sich dem Feldspath gegenüber z. Th. idiomorph, z. Th. allotriomorph verhält und in grossem Massstabe zu Chlorit umgewandelt erscheint. Der Feldspath dieses Gesteins bildet z. Th. lange schmale Leisten mit deutlicher Lamellirung, z. Th. kurz rectanguläre Krystallen mit sehr schwacher Doppelbrechung und meistens sehr feiner Zwillingsstreifung, vielfach auch ganz ohne solche. Beiderlei Feldspathe ragen stets mit idiomorpher Begrenzung in den Analcim hinein, der auch hier, wie so oft, anomale Anisotropie zeigt. Wäre auch dieser Analcim, was schon z. Th. wegen des Erhaltungszustandes der Feldspathe wenig wahrscheinlich ist, aus den Feldspathen des Gesteins entstanden, so müsste man annehmen, dass das Gestein im frischen Zustande eine sehr stark poröse Structur besessen habe. Die Structur des Gesteins und die Form des Auftretens des Analcims erklärt sich leichter bei der Annahme, dass er aus Nephelin entstanden sei. Immerhin muss auch hier die Stellung und ursprüngliche Zusammensetzung des Gesteins zweifelhaft bleiben.

Tschermak hat kaukasische Gesteine aus der Gegend von Kutais und Kursewi, welche in unterjurassischen Schichten auftreten, aber jünger sind als diese, zu den „Tescheniten“ gestellt. Er fand sie zusammengesetzt aus Plagioklas, Analcim, Apatit, Augit in allotriomorpher Gestaltung, Magnetit, Pyrit, gelbbraunem Chlorophaeit, welcher als aus Olivin entstanden anzusehen wäre, Nephelin und einem bräunlichen Mineral in der Form von radial gestellten Blättchen. Rohrbach, der theils dieselben, theils verwandte kaukasische Gesteine von Opurtschketi, Tschikisinta und Idumala

bei Tamaruzvuli untersuchte, konnte auch hier den Nephelin nicht auffinden und leitet auch hier den Analcim von Feldspath ab. Er giebt an, dass diese Gesteine mit den ophitisch struirten Eruptivmassen der schlesischen Kreide (S. 215) nur geringe, mit den übrigen typischen Tescheniten gar keine Ähnlichkeit haben.

Doelter hat ein Gestein aus den älteren Eruptivmassen unfern des Hafens von St. Vicente auf den Capverde-Inseln als Diabas beschrieben, welches seiner Bauschanalyse nach auffallend an die „Teschenite“ erinnert. Dasselbe entspricht auch nach der Beschreibung etwa den hornblendeärmeren Tescheniten der schlesischen Kreide. Trotz eines Gehalts von 9 % Alkalien gegen 39.6 % SiO_2 wird in dem Gestein weder Nephelin noch Analcim als Gemengtheil angegeben.

I. h. Die Familie der Peridotite.

Literatur.

G. Angelbis, Petrographische Beiträge. Inaug.-Diss. Bonn. 1877.

Fr. Becke, Gesteine von Griechenland. T. M. P. M. 1878. 459—464 u. 469—493.

— Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1882. IV. 322—352.

— Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. In H. Abich, Geologische Forschungen in den Kaukasusländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1. Westhälfte. 329—364. Wien. 1882.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. Amsterdam. 1880.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Heft I. Das Grundgebirge. Strassburg i. E. 1879.

Fr. Berwerth, Felsarten aus der Gegend von Rosignano und Castellina maritima, südlich von Pisa. T. M. M. 1876. 237 sqq.

T. G. Bonney, The Lherzolithe of Ariège. Geol. Mag. (2). IV. No. 152. Februar 1877. 59—65.

— On the Serpentine and associated rocks of the Lizard district. Q. J. G. S. 1877. XXXIII. No. 132. 884—928.

— On some Ligurian and Tuscan Serpentines. Geolog. Mag. 1879 (2). VI. 182. 362—370.

— On the serpentine and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. 769.

— On some serpentines from the Rhaetian Alps. Geol. Mag. 1880. (2.) VII. No. 198. 538—542.

— On the serpertine and associated rocks of Anglesey with a note on the so-called serpentines of Porthdinlleyn, Caernarvonshire. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 145. 40.

— On a boulder of Hornblende-Picrite near Pen-y-Carnisiog. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 146. 137.

— Additional note on boulders of hornblende-picrite near the western coast of Anglesey. Q. J. G. S. XXXIX. No. 155. 1883. Aug. 254—260.

— On bastite-serpentine and troktolite in Aberdeenshire with a note on the rock of the Black Dog. Geol. Mag. 1885. Dec. III. vol. II. 439—448.

— Note on a picrite and other rocks from Gippsland and a serpentine from Tasmania. Mineral. Mag. VI. No. 27. 54—58.

T. G. Bonney, On the so-called diorite of Little Knott, with further remarks on the occurrence of picrites in Wales. Q. J. g. S. 1885. XLI. No. 164. 511—522.

E. Cohen, Berichtigung bezüglich des Olivin-Diallag-Gesteins von Schriesheim im Odenwald. L. J. 1885. I. 242.

Alf. Cossa, Sopra alcune roccie serpentinose del Gottardo. Atti R. Accad. Torino. XVI. 1880.

— Sopra alcune roccie serpentinose del Apennino Bobbiese. ibidem. XVI. 1881.

— Sulla massa serpentinosa di Monferrato, Prato. Boll. Com. Geol. Ital. Roma. 1881. No. 5 u. 6.

— Sulla Lherzolithe di Locana. Atti R. Accad. Torino. IX. 1874.

— Sul Serpentino di Verrayes in Valle d'Aosta. Real. Accad. Lincei. CCLXXV. 1877—1878. Serie 3. vol. III.

— Sulla composizione di alcuni serpentini della Toscana. ibidem. 1880. V. 131.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sekt. Planitz-Ebersbrunn der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig. 1885.

E. Dathe, Olivinfels, Serpentine und Eklogite des sächsischen Granulitgebietes. L. J. 1876. 225 sqq. u. 337 sqq.

A. Daubrée, Association du platine natif à des roches à base de péridot, imitation du platine natif magnéti-polaire. Ann. min. (7) IX. 1876.

A. Delesse, Serpentine des Vosges. Ann. min. (4) XVIII. 309—356. 1850.

J. S. Diller, Notes on the peridotite of Elliott County, Kentucky. Amer. Journ. 1886. XXXII. 121—125.

Corn. Doelter, Das Muttergestein der böhmischen Pyropen. T. M. M. 1873. 13—18.

R. von Drasche, Über Serpentine und serpentinähnliche Gesteine. T. M. M. 1871. 1—12.

— Olivinfels von Kraubat in Steiermark. T. M. M. 1871. 57.

Fr. Eichstädt, Mikroskopisk undersökning af olivinstenar och serpentiner från Norrland. G. F. F. VII. No. 90. 333—368.

H. Fischer, Über Eulysit und Wehrlit; in Kritische mikroskop.-mineralog. Studien; 2. Fortsetzung. Freiburg i. Br. 1873. 86 sqq.

Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the Basin of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. XXIX. part. I. 1879.

Jos. Götz, Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal, Süd-Afrika. L. J. B.-B. 1885. IV. 110.

A. von Groddeck, Über das Vorkommen von Quecksilbererzen am Avalaberge bei Belgrad in Serbien. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen. XXXIII. 1885.

C. W. Gümbel, Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München. 1874.

Hjalmar Gylling, Zur mikroskopischen Physiographie finnischer Eruptivgesteine. Helsingfors. 1880.

J. B. Harrington, Report on the minerals of the apatite bearing veins etc. Montreal. 1879.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

Amund Helland, Mikroskopisk undersoegelse af en del bergarter i det nordlige Norge. Tromsoe Museums Aarshefte. 1878. L. J. 1879. 420.

A. W. Howitt, The diorites and granites of Swift's Creek and their contact zones with notes on the auriferous deposits. Melbourne. 1879.

Eug. Hussak, Über einige alpine Serpentine. T. M. P. M. 1882. V. 61—81.

C. v. John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Herzegowina. Wien. 1880.

J. W. Judd, On the tertiary and older peridodites of Scotland. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 163. 354—418.

S. Kantkiewicz, Geologische Untersuchungen längs der uralischen Eisenbahn. Russ. Bergjournal 1880. II. 325—373 cf. L. J. 1883. II. -357-.

J. H. Kloos, Über Uralit und die structurellen Verschiedenheiten der Hornblende in einigen Gesteinen des Schwarz- und Odenwaldes. 58. Vers. deutscher Naturforscher und Ärzte. Strassburg. 1885.

— Studien im Granitgebiet des südl. Schwarzwaldes. L. J. B.-B. III. 1—16. 1884.

K. de Krustschoff, Notice sur une péridotite provenant de la côte du détroit de Magellan. Bull. soc. min. Fr. 1886. IX. 9—15.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat. 1876.

Joh. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn. 1884.

J. Lemberg, Über die Serpentine von Zöblitz, Greifendorf und Waldheim. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 531—549.

B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma. 1886.

J. Macpherson, On the Origin of the Serpentine of the Ronda Mountains. Madrid. 1876.

— Breves apuntes acerca del origen peridotico de la serpentina de la Serrania de Ronda. Mem. de la soc. esp. de hist. nat. 3 Febr. 1875.

— Estudio geolog. y petrograf. del Norte de la prov. de Sevilla. Madrid. 1879.

— Descripcion de algunas rocas que se encuentran en la Serrania de Ronda. Madrid. 1879.

E. Mattirolo, Intorno ad alcune roccie della Valle del Penna nell' Apennino Ligure. Rendiconti Accad. Lincei 20 Juni 1886.

H. Möhl, Olivinfels von Ellgoth. L. J. 1875. 700—703.

— Pikrit vom Weinberge bei Freiberg. In „Basalte der preussischen Ober-Lausitz", Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Die Eruptivgesteine Norwegens. Christiania. 1877.

Fr. Moesta, Ein neues Gestein der Diabasgruppe aus dem hessischen Hinterlande. Sitzber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. Marburg. 1876.

Konrad Oebbeke, Ein Beitrag zur Kenntniss des Palaeopikrits und seiner Umwandlungsproducte. Würzburg. 1877.

G. Primics, Zur petrographischen Kenntniss von Bosnien. F. K. 1881. XI. 195.

A. Renard, Peridotit von der Pauls-Insel im Atlantischen Ocean. L. J. 1879. 390.

— Description lithologique des recifs de St. Paul. Annales de la Société belge de microscopie. Bruxelles. 1882.

C. Riemann, Die Grünsteine des Kreises Wetzlar und einige ihrer Contacterscheinungen. Bonn. 1882.

Sam. Roth, Der Tekelsdorfer und Dobschauer Diallag-Serpentin. F. K. 1881. XI. 142.

Fr. Sandberger, Apatit in Olivinfels. L. J. 1871. 621.

R. Scharizer, Notizen über einige österreichische Mineralvorkommnisse. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1879. 243.

Ad. Schenck, Die Diabase des oberen Ruhrthals und ihre Contacterscheinungen mit dem Lenneschiefer. Inaug.-Diss. Bonn. 1884.
A. Schrauf, Beiträge zur Kenntniss des Associationskreises der Magnesiasilicate. Z. X. 1882. VI. 322—389.
— Über Kelyphit. L. J. 1884. II. 21.
G. Schulze, Die Serpentine von Erbendorf in der bayerischen Ober-Pfalz. Z. D. G. G. 1883. XXXV. 433—463.
Ant. Sjögren, Om platinans förmodade moderklyft. G. F. F. 1876. No. 34.
Alfr. Stelzner, Feldspathfreie Gesteine aus dem Sesia-Thale. Z. D. G. G. 1877. XXVIII. 623. Berg- u. Hüttenmänn. Ztg. 16. März 1877.
G. Strüver, Sulla peridotite di Baldissero, Piemonte. Atti R. Accad. Torino. 1874. IX.
J. Szabó, Der Wehrlit von Szarvaskö. Arbeiten der ungar. geol. Ges. No. 5. 8. 1877. u. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1877. 269.
A. E. Törnebohm, Olivinsten från Kettilsfjäll. G. F. F. 1876. III. No. 37. 250.
Herm. Traube, Beiträge zur Kenntniss der Gabbros, Amphibolite und Serpentine des niederschlesischen Gebirges. Greifswald. 1884.
G. Tschermak, Beobachtungen über die Verbreitung des Olivins in den Felsarten. S. W. A. LVI. Juli 1867.
— Über Serpentinbildung. Ibidem.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.
M. E. Wadsworth, Lithological studies. Cambridge, Mass. 1884.
Br. Weigand, Die Serpentine der Vogesen. T. M. M. 1875. 183—206.
Ch. E. Weiss, Beobachtungen und Untersuchungen über den Schillerspath von Todtmoos. P. A. 1863. CXIX.
A. Wichmann, Gesteine von Timor. Leiden. 1882 u. 1884.
Geo. H. Williams, Peridotites of the Cortlandt Series on the Hudson River near Peerskill, N. Y. Amer. Journ. Jan. 1886. XXXI. 26—41.
Ferd. Zirkel, Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen. Z. D. G. G. 1867. XIX.

Mineralogische Zusammensetzung und Classification der Peridotite.

Unter dem Namen Peridotite sind hier alle Tiefengesteine mit hypidiomorph-körniger Structur zusammengefasst, welche nach ihrer Zusammensetzung durch das Fehlen jedes feldspathigen Gemengtheils und das meistens sehr reichliche Auftreten des Olivin charakterisirt sind. Die Peridotite begreifen demnach jene Gesteine insgesammt, welche man z. Th. nach ihrem mineralogischen Bestande, z. Th. nach ihren geologischen Relationen einzeln mit dem Namen Lherzolithe, Olivinfelse, Palaeopikrite, Pikrite, Eulysite uud Dunite genannt hat. Ausserdem gehören dieser Familie eine grosse Menge der Serpentine an. Es ist bekannt, dass nirgends der Serpentin eine ursprüngliche Gesteinsform, sondern allenthalben

ein Umwandlungsproduct von anderen Silikaten darstellt. Es sind zumal die Olivingesteine, welche überaus leicht und in ausgedehntem Massstabe in Serpentin umgewandelt wurden. Da aber auch ursprüngliche Amphibol- und Pyroxengesteine vollkommen serpentinisirt werden können, so vertheilen sich die Serpentine in sehr verschiedene Gesteinsklassen und zweifellos sind viele Serpentine gar nicht einmal Massengesteine, sondern ursprünglich schichtige Glieder der Schieferformation. Eine strenge Abtrennung dieser von denjenigen Serpentinen, welche als umgewandelte Massengesteine anzusehen sind, ist auf dem Wege der mikroskopischen Untersuchung nicht immer mit Sicherheit durchzuführen. Auch unter den sonst in die Familie der Peridotite gerechneten Gesteinen, zumal den sogenannten Olivinfelsen und Duniten, befinden sich zweifellose Glieder der krystallinen Schieferformation. Indessen schliesst diese Zugehörigkeit einen ursprünglich eruptiven Ursprung nicht nothwendig aus. Es ist zur Zeit unmöglich, die sicher ursprünglich massigen von den ursprünglich schichtigen Vorkommnissen zu scheiden und so wird sich wahrscheinlich durch spätere Untersuchungen manches hier aufgeführte Gestein als zu Unrecht hier eingereiht erweisen.

Bei vielen Peridotiten ist der Charakter als massige Gesteine durch den geologischen Verband unzweifelhaft festgestellt; es gilt dieses zumal von den mit Olivingabbro, Olivinnorit und Olivindiabas äquivalenten und nahe verwandten Vorkommnissen.

Die geologische Selbständigkeit der Familie der Peridotite ist keine so fest begründete, wie diejenige der übrigen Tiefengesteine. Es sind nur sehr wenige Glieder dieser Familie, welche sich nicht durchaus ungezwungen als feldspathfreie Facies von Olivingabbro, Olivinnorit und Olivindiabas auffassen und darstellen liessen. Eine gesonderte Behandlung der Peridotite rechtfertigt sich jedoch zunächst noch dadurch, dass für manche Gruppen ein directer geologischer Zusammenhang oder sichere mineralogische Übergänge in andere Abtheilungen der Tiefengesteine zur Zeit nicht nachgewiesen worden ist.

Mit dem Olivin der Peridotite findet sich fast stets ein Mineral der Pyroxen- oder der Amphibolfamilie in bedeutender Menge und als wesentliches Gesteinselement verbunden; dasselbe wird sehr häufig von einem braunen Glimmermineral accessorisch begleitet. In untergeordneter Menge treten Magnetit, Ilmenit, Chromit, Picotit, ein grüner Spinell allein oder zu mehreren auf. Apatit ist nur

spärlich, Zirkon nur sehr selten vorhanden. An dieser Stelle sollen die wesentlich aus Olivin und Augit zusammengesetzten Peridotite als Pikrite, die wesentlich aus Olivin und Amphibol bestehenden als Amphibol-Pikrite, die aus Olivin und Diallag zusammengesetzten als Wehrlite, die aus Olivin und einem rhombischen Pyroxen bestehenden als Harzburgite, die von Olivin mit Diallag und Bronzit aufgebauten als Lherzolithe und endlich die nur aus Olivin und Chromit, ohne Pyroxen und Amphibol bestehenden Glieder als Dunite bezeichnet werden.

Diese verschiedenen Glieder der Peridotite gehen mehrfach in einander über, doch nimmt der Pikrit gegenüber allen andern eine verhältnissmässig selbständige Stellung ein, sowohl nach seinem mineralogischen Bestande, wie nach seiner geologischen Valenz.

Die Lherzolithe, Wehrlite, Harzburgite und Dunite sind als petrographische Dependenzen der Gabbrogesteine im weitesten Sinne zu bezeichnen, mit diesen vielfach zu geologischen Einheiten verbunden und durch accessorisches Eintreten von basischem Feldspath verknüpft, wie dieses schon in dem Abschnitt über die Gabbrogesteine hervorgehoben wurde. Die Pikrite dagegen gehören mineralogisch und geologisch zu den Diabasgesteinen.

Pikrit.

Da ein mineralogischer oder structureller Unterschied zwischen den geologisch jüngeren Pikriten und den der Übergangsformation angehörigen Palaeopikriten Gümbel's nicht besteht, so sind diese Gesteine hier als Pikrite zusammengefasst.

Gümbel bezeichnete die palaeolithischen Pikrite des Fichtelgebirges, welche er durchaus zutreffend mit den analogen Vorkommnissen des rechtsrheinischen Schiefergebirges identificirt, als ursprünglich olivinreiche Gesteine, welche Beimengungen von Enstatit, Diopsid, Augit und Magneteisen enthielten, heute aber in Folge einer durchgreifenden Umbildung zu einem Gemenge serpentinischer und chloritischer Substanzen wurden, und nur noch mehr oder weniger spärliche Reste der ursprünglichen Gesteinselemente erkennen lassen. Danach wären diese alten Pikrite eigentlich nur umgewandelte Olivinfelse oder Lherzolithe. Das ist auch die Auffassung Sandberger's, wie sie sich aus seinen Mittheilungen über das hierher gehörige Gestein von Schwarzenberg bei Tringenstein in Nassau ergiebt. Ich kann dieser Anschauung nicht beitreten, sondern glaube diese palaeolithischen Pikrite auf Grund der an einer Reihe fichtel-

gebirgischer Vorkommnisse (Schwarzenstein bei Trogen, Landsknechtsberg bei Ullitz, Marlesreuth, Pressek, Holler, Bartelsmühle etc.), die ich der Freundlichkeit Gümbel's verdanke, gemachten Beobachtungen, sowie solcher an rechtsrheinischen Gesteinen (Tringenstein, Oberdieten, Hain, Hauküppel bei Ballenbach, Wissenbach, Amelose, Lixfeld, Bruchhäuser Steine bei Brilon etc.) von den Olivinfelsen scharf trennen zu sollen. Man kann diese palaeolithischen Pikrite nicht kürzer und treffender charakterisiren, als wenn man sie als feldspathfreie Olivindiabase bezeichnet. Sie haben im frischen und unveränderten Zustande ganz vorwiegend aus Olivin und Augit mit Magnetit oder Ilmenit bestanden, wozu sich meistens geringe Mengen von braunem Biotit, der gern die Eisenerze umrandet, und brauner Hornblende, sowie etwas Apatit gesellen. In vollständig unverändertem Zustande kommen diese Gesteine allerdings wohl nirgends vor; sie sind allenthalben zum grössten Theile in ein Gemenge serpentinischer und chloritischer Substanzen umgewandelt. Doch finden sich immer genug Reste des ursprünglichen Mineralbestandes, um die Unterscheidung von andern Peridotiten leicht zu machen.

Dass die Annäherung dieser alten Pikrite an die Olivindiabase, wie sie hier betont wird, den thatsächlichen Verhältnissen entspricht, ergiebt sich nicht nur aus dem geologischen Verbande derselben, sondern auch aus der Natur ihrer Mineralcomponenten, aus ihren Structureigenthümlichkeiten und aus den häufigen Übergängen in Olivindiabase, welche durch den Eintritt von accessorischen Plagioklasleistchen meistens sehr basischer Zusammensetzung hervorgebracht werden. Es spricht ferner dafür der Umstand, dass gelegentlich (zumal bei fichtelgebirgischen Vorkommnissen) ein Krystallisationsrückstand (Basis) in unverändert glasigem Zustande, oder auch in verändertem Bestande, aber erhaltener Form auftritt. Damit steht es im Zusammenhange, dass Glasinterpositionen in den Gemengtheilen nicht gerade allzu selten wahrnehmbar sind. Gümbel spricht von schalsteinartigen Tuffen, die im Fichtelgebirge mit den Palaeopikriten auftreten; es bleibt zu untersuchen, ob nicht gerade diese von Tuffen begleiteten Pikrite eigentlich zu den porphyrischen Effusivgesteinen gehören, wie man erwarten sollte. Selbstverständlich können indessen basisführende Pikrite als Grenzfacies von echten intrusiven Pikriten vorkommen.

Der Olivin der Pikrite ist fast durchweg und vollkommen idiomorph, seltener sind seine Kanten und Ecken zugerundet; er

wird fast stets von Augit eingeschlossen, dessen Spaltflächen demzufolge, wie diejenigen des Bastits im Schillerfels, von matten, schwarzen oder dunkelgrünen Flecken (den serpentinisirten Olivinen) unterbrochen werden. Die Eigenschaften dieses Olivins sind durchaus diejenigen der Olivindiabase; bei der Umwandlung zu Serpentin scheidet sich Magnetit verhältnissmässig selten auf den Klüften und Spalten dieses Minerals in derben Massen aus; dagegen bilden sich oft überaus zierliche Oktaëder und trichitische Gebilde (Tringenstein, Pressek, Lixfeld) mitten im Serpentin, die dem Magnetit wohl zugerechnet werden dürfen. Der Habitus der Serpentinpseudomorphosen nach Olivin ist ein sehr verschiedener, insofern als in manchen Fällen je ein Olivinkrystall in ein einziges durchaus parallel- und oft recht grobfasriges Chrysotilaggregat, bald in mehrere solche umgewandelt wird, bei denen die Faserrichtung von Aggregat zu Aggregat sich ändert, oder endlich zu überaus fein- und verworrenfasrigen Serpentinmassen wird. Eine weitere Zersetzung, wobei körnige Massen von Magnetit sich im Serpentin bildeten, wurde von Oebbeke in nassauischen Pikriten beobachtet. — In den Serpentinpseudomorphosen finden sich sehr verbreitet einzelne, oder büschelförmig gruppirte Tremolit-, beziehungsweise Aktinolithnadeln (Niederdieten, Bruch S. von Biedenkopf bei Oberdieten, Liskeard in Cornwall). Die Menge derselben kann eine sehr bedeutende werden, so dass zuletzt eine vollkommene Umwandlung in einen Aktinolithfilz (Pilit), statt in Serpentin vorliegt (Aue-Wallenfels). — In manchen Pikriten trifft man innerhalb der oder randlich an den Serpentinpseudomorphosen braunen Biotit in Formen und unter Verhältnissen, die seine secundäre Entstehung aus dem Serpentin sehr wahrscheinlich machen (Aue-Wallenfels, Hain bei Oberdieten).

Der Augit der Pikrite ist der rothbraune Diabasaugit, sehr selten sind seine Farben hellgelblich bis grünlich. Auch seine übrigen Eigenschaften sind diejenigen der Diabasaugite, ebenso seine Umwandlung zu chloritischen Substanzen von bald parallelschuppiger, bald verworrenschuppiger Textur. Die Ausbildung dieses Zersetzungsproductes in Sphärokrystallen von meistens sehr winzigen Dimensionen ist sehr verbreitet. Dass der Augit der Pikrite ein recht thonerdearmer sein muss, kann man wohl aus der Häufigkeit fasriger Serpentinbildungen aus demselben schliessen. Chlorit und Serpentin sind durch ihre sehr verschieden starke Doppelbrechung im Ganzen leicht zu unterscheiden.

Biotit und Amphibol, beide stets braun durchsichtig, glei-

REESE UNIV. CALIF.

chen durchaus denen der Olivindiabase. Sie sind wie der Augit allotriomorph und zeigen nur da krystalline Abgrenzung, wo die Structur des Gesteins eine deutlich porphyrische wird. Der Biotit umrandet gern die Eisenerze; Amphibol ist hie und da (Gegend von Oberdieten und Lixfeld) peripherisch parallel mit Augit verwachsen.

Von Eisenerzen tritt sowohl Magnetit, wie Ilmenit auf; doch sind hier wie bei den Diabasgesteinen die Schwierigkeiten der Unterscheidung beider Erze oft sehr gross, wenn man nicht analytische Untersuchungen an ihnen anstellt.

Die Verbreitung der Pikrite ist eine sehr bedeutende in den palaeozoischen Formationen. In dem rheinischen Schiefergebirge bilden sie zahlreiche Kuppen auf der nördlichen Seite des SW.—NO. streichenden Diabaszuges im Unterdevon zwischen Flammersbach im SW. und Aschenbach im NO. Auf der südlichen Seite des Diabaszuges liegt nur eine Kuppe bei Burg, N. von Herborn an der Dill. Die Zusammensetzung dieser Gesteine wurde zuerst unter Anleitung des Verf. von Moesta in grossen Zügen richtig erkannt, der auch besonders auf das Fehlen der Mandelsteinbildung in diesen Gesteinen aufmerksam machte und dieselben Gesteine auf der westlichen Seite des Kellerwaldes im Waldeck'schen wiederfand. Die nassauischen Vorkommnisse wurden später von Angelbis, dem die Hornblende entging und mit geringerem Erfolge von K. Oebbeke untersucht. — Diesen Gesteinen sind durchaus analog der von Schenck beschriebene Pikrit aus dem Devon des Kühlenberges im oberen Ruhrthal (mit accessorischem Plagioklas, wie ihn auch die nassauischen Vorkommnisse nicht selten führen), ein solcher von den Bruchhäuser Steinen bei Brilon und ein feldspathfreier, biotitreicher Pikrit von Tiefenbach im Kreise Wetzlar. Letzterer zeigt nach den Darstellungen Riemann's Contactwirkungen, welche denjenigen der Diabase gleichartig sind.

Sehr verbreitet sind die Pikrite nach Gümbel's Darstellung im Fichtelgebirge; für viele dieser ist der Übergang in Pikritporphyrite und die Begleitung durch Tuffe interessant und charakteristisch. — Dalmer wies den Pikrit an mehreren Punkten im Unterdevon der Section Planitz-Ebersbrunn im Erzgebirge nach und beobachtete das Auftreten von Asbest auf Klüften dieser Gesteine. Das stimmt mit der öfters vorkommenden Pilitbildung im Olivin derselben.

Ein sehr typischer Pikrit findet sich bei Liskeard in Cornwall, von wohl auch devonischem Alter. — Geikie entdeckte einen nach

Structur und Zusammensetzung den rheinischen nahe verwandten Pikrit, wahrscheinlich intrusiv im Kohlensandstein des Inselchens Inchcolm im Firth of Forth und ein anderes Vorkommen von gleichfalls carbonischem Alter bei Blackburn unfern Linlithgow im Becken des Firth of Forth. Das letztere hat porphyrische Facies genau wie die fichtelgebirgischen Vorkommnisse.

Heinemann beschreibt Pikrite unter den Glacial-Geschieben in Holstein und Kantkiewicz fand Pikrit (der Augit desselben ist grau) in Verbindung mit Serpentin und Olivinfels am Magnetberge Katschkanar im Bergrevier Bissersk, Ural. Der geologische Verband ist auffallend für Pikrit und würde eher auf Wehrlit schliessen lassen.

Die cretaceischen Pikrite der schlesischen Karpathen gehören wohl mehr zum Pikritporphyrit.

Amphibol-Pikrit.

Die bis dahin kleine Gruppe der Amphibolpikrite ist mineralogisch durch die Combination Olivin-Amphibol charakterisirt. Neben den allverbreiteten Erzen und gelegentlichem Apatit, sowie sehr seltenem Zirkon führen manche dieser Gesteine spärlich, andere sehr reichlich einen rhombischen Pyroxen (Hypersthen); nur wenigen (Schriesheim) fehlt dieser Gemengtheil ganz. Recht selten tritt ein monokliner, diallagähnlicher Pyroxen in meistens geringer Menge hinzu. Ziemlich allgemein und bisweilen in recht grosser Menge gesellt sich ein ziemlich helles, zwischen roth und farblos bis hellgrünlich pleochroitisches Mineral der Glimmerfamilie mit recht kleinem Axenwinkel zum Amphibol. Manche dieser Gesteine enthalten accessorisch Feldspath, der oft recht frisch (Siloenkang), meistens aber bis zur Unkenntlichkeit zersetzt ist. Dieser Feldspath erscheint nie in den schmalen Leisten der Diabasgesteine, sondern in rundlichen Körnern oder breiten Tafeln, wie sie für gewisse Diorite und Gabbros charakteristisch sind. Sowie dieser Feldspath vorhanden ist, erkennt man sofort die typische Gabbrostructur. Auch geologisch sind diese Gesteine, wie es scheint, allenthalben an Gabbros mit dioritischen Facies oder an Dioritgesteine mit Gabbrofacies gebunden.

Der Olivin und seine Umwandlungsproducte zeigen die grösste Ähnlichkeit mit denen der Pikrite. — Der Amphibol ist in den meisten Vorkommnissen grün und hat aktinolithischen Habitus: er ist allotriomorph und umschliesst den Olivin ebenso, wie der Augit im Pikrit, der Bastit im Harzburgit. Neben grünem Amphibol und

mit diesem durch allmähligen Farbenübergang innig verbunden kommt gelegentlich schmutzig gelbbraune Hornblende vor; herrschend wird die letztere nur ganz ausnahmsweise. — Das Glimmermineral sieht mehr ripidolithisch als glimmerartig aus, giebt aber kräftige Reaction auf Kali und Natron; es ist reich an Wasser; die senkrecht zur Spaltung schwingenden Strahlen werden nicht merklich absorbirt. Die Blättchen dieser Substanz sind oft auf weitere Entfernung hin parallel orientirt. Dass nicht ein Chlorit-, sondern ein Glimmermineral vorliege, erkennt man optisch an der starken Doppelbrechung.

Als einen sehr reinen Typus dieses Gesteins kann man den bekannten Gang von „Schillerfels“ im Schriesheimer Thal im Odenwald betrachten. Neben dem grünen Amphibol, welcher ebenso wie gelegentlich der Olivin neben Serpentin auch Talk, so neben Chlorit etwas Talk als Zersetzungsproduct liefert, dem Olivin und kleinen Mengen von Eisenerzen findet sich nur das erwähnte Glimmermineral in nicht eben grosser Menge. Auf die ursprüngliche Anwesenheit von Plagioklas in accessorischer Weise lassen manche Zersetzungsproducte schliessen. Diallag, welchen man früher neben reichlicher Hornblende zu erkennen glaubte, scheint zu fehlen.

Die erste sichere Bestimmung der Hornblende-Pikrite verdanken wir Howitt. Er fand das Gestein als Gang in den Dioriten von Swift's Creek, Gippsland, Victoria. Dasselbe besteht aus brauner Hornblende, die allmählig in grüne verläuft, nebst Olivin, nicht spärlichem Hypersthen, recht seltenem monoklinen Pyroxen, etwas Magnesiaglimmer und grünem Spinell in unregelmässigen Lappen und Körnern, sowie etwas Eisenerzen. Plagioklas kommt accessorisch vor. Die Structur ist diejenige der gabbroähnlichen Diorite. Howitt nannte das Gestein Amphibol-Gabbro und beobachtete an dem Amphibol eine deutliche Spaltung nach (100) neben derjenigen nach (110). — Verf. parallelisirte dieses Gestein (L. J. 1881. I. -221-) mit dem Schriesheimer Gange und einem später von Verbeek ausführlich beschriebenen 90 m mächtigen Gang im Granitit bei Siloenkang in Sumatra. Auch dieses Gestein geht durch Aufnahme von Anorthit in Olivingabbro über und enthält neben Olivin und derselben Hornblende, wie das australische Gestein, accessorisch Hypersthen, Diallag und Glimmer. — Verbeek erwähnt weitere Vorkommnisse von Amphibol-Pikrit in Blöcken von Boequit Bajieq und von dem Wege zwischen Taroeng-Taroeng und Soepajang in Sumatra.

Bonney fand Amphibol-Pikrit als Glacial-Geschiebe bei dem Dörfchen Pen-y-Carnisiog auf Anglesey, auf dessen Ähnlichkeit mit anstehenden Gesteinen am Little Knott, östlich Bassenthwaite im Lake-District, ihn Teall aufmerksam machte, und brauchte für dieses Vorkommen zuerst den hier verwandten Namen*. Das Gestein dieses Fundorts enthält gelegentlich in kleinen Mengen monoklinen Pyroxen und etwas grünen Spinell. Das Vorkommen des Hornblende-Pikrits vom Little Knott liegt im silurischen Skiddawschiefer; es ist plagioklashaltig und geht in normalen Diorit (Hornblende-Gabbro?) mit etwas Quarz über. — In Anglesey steht Hornblende-Pikrit in Gängen bei Caemawr unfern Llanerchymedd und bei Pengorphwysfa, OSO von Amlwch in den Arenig-Schiefern an, auch hier etwas Feldspath führend. — Bonney glaubt, dass früher als Olivindiabase beschriebene Gesteine von Caernarvonshire wohl auch als etwas feldspathhaltige Hornblende-Pikrite anzusehen seien.

Kloos fand Blöcke eines bald als Diallag-Pikrit, bald als Hornblende-Pikrit ausgebildeten Peridotits zusammen mit den Gabbroblöcken bei Ehrsberg im südlichen Schwarzwald. Die Gesteine enthalten neben Chromit ein grünes isotropes Mineral, welches als Granat angesprochen wird, in unregelmässigen Lappen. Sollte es etwa auch ein Spinell sein, wie von Swift's Creek und Little Knott?

Nach der Darstellung von Williams gehören hierher auch gewisse der mit Gabbrogesteinen geologisch verbundenen Peridotite Dana's aus der Cortlandt Series am Hudson in New York. Williams unterscheidet die bei Kings Ferry am Stony Point gut aufgeschlossenen Hornblende-Pikrite und eigentliche Pikrite. Die ersteren bestehen aus allotriomorpher dunkelbrauner Hornblende, in welcher die für Hypersthen und Diallag der Tiefengesteine charakteristischen Interpositionen central oder in regellos wolkig vertheilten Massen auftreten, und aus idiomorphem Olivin, der in der Hornblende eingewachsen ist und ihre Spaltflächen fleckig macht. Bei Zersetzung der Hornblende gehen ihre Interpositionen rasch verloren. Der Olivin führt die für Gabbrogesteine bezeichnenden opaken Einschlüsse, welche hier wegen ihrer Löslichkeit in Salzsäure für Magnetit gehalten werden. Derselbe ist serpentinisirt und wird gegen den accessorischen Feldspath hin von einer inneren körnigen Pyroxen- und einer äusseren fasrigen Aktinolithzone umgeben.

* Cohen brachte die Benennung Hudsonit in Vorschlag mit Bezugnahme auf dies von Williams beschriebene Vorkommen; Williams proponirte statt dessen den Namen Cortlandtit, da Hudsonit bereits anderweitig vergeben sei.

Ausserdem führt das Gestein theils idiomorphen, theils allotriomorphen Hypersthen. Normaler monokliner Augit mit Diallaghabitus ist oft reichlich vorhanden, oft fehlt er. Accessorisch sind Plagioklas, Magnetit, Magnetkies und Pleonast. — In dem normalen Pikrit tritt Hornblende nur untergeordnet auf; es herrscht ein fast farbloser Augit neben Olivin. Ausserdem findet sich Hypersthen, Magnetit und Apatit. Randliche Kataklase ist oft sehr vorzüglich ausgebildet. Verbindend zwischen diesen beiden Abarten steht eine dritte, bei welcher idiomorphe Hornblende-Individuen in einer körnigen Grundmasse von Olivin, Diallag und Hypersthen liegen.

Als „Scyelite“ bezeichnete Judd einen Amphibolpikrit von Achavarasdale Moor im westlichen Caithness an der Grenze von Sutherland, der durch seinen Reichthum an dem oben besprochenen eigenthümlichen Glimmer auffällig ist. Dieser Glimmer, welchen Judd als aus Augit entstanden annimmt, umschliesst ebenso wie die grüne aktinolithische Hornblende Olivinkörner in serpentinisirtem Zustande, um welche herum sehr deutliche Spannungsphänomene in basischen Schnitten des Glimmers auftreten. In kleinen Mengen enthält das Gestein Chromit und Magnetit. Rhombischer Pyroxen fehlt oder ist doch nur sehr spärlich vorhanden.

Von weitern Hornblende-Pikriten ist mir durch die Güte des Herrn Teall ein Vorkommen aus dem Gneiss von Scourie, Sutherland, bekannt geworden, welches neben herrschender tiefgrüner Hornblende hellgrünen Diallag, Hypersthen und nur wenig Olivin enthält. Accessorisch finden sich Eisenerze und Pleonast. — Durch Herrn Petersen in Tromsö erhielt ich einen Hornblende-Pikrit von der Spitze des Astrida auf Senjenö, welches nur aus grüner Hornblende, Olivin und Eisenerzen besteht. Die Dahll'sche Karte giebt auf Senjenö Gabbro und Nickelerze an.

Wehrlite

sind hier diejenigen Peridotite genannt, welche nach mineralogischem Bestande und Structur als feldspathfreie Olivingabbros aufgefasst werden können. Der Name ist dem früher bekanntlich als Mineral angesehenen Vorkommen von Szarvaskö in Ungarn entnommen, welches allerdings insofern den Typus nicht rein repräsentirt, als dasselbe neben Olivin und Diallag recht reichlich eine tiefbraune Hornblende führt. Man muss jedoch in Betracht ziehen, dass auch bei den feldspathreichen Gabbros Hornblende so oft neben den Pyroxenen erscheint und demnach, was ja auch die obige Beschrei-

bung ergiebt, Hornblende-Pikrite und Wehrlite nicht als allzuscharf getrennte Gesteine betrachten. Mit Ausnahme des überraschend frischen Wehrlits von Szarvaskö dürfte kaum ein anderes Vorkommen den ursprünglichen Mineralbestand aufweisen. Vielmehr sind Olivin und Diallag meistens mehr oder weniger in Serpentin oder Chlorit umgewandelt worden, so in dem Gabbrogebiet von Volpersdorf in Schlesien, vom Monte Ferrato bei Prato, und am Frankenstein bei Eberstadt im Odenwald. Das Mengenverhältniss von Olivin und Diallag schwankt bei den verschiedenen Repräsentanten dieser Gruppe in ziemlich weiten Grenzen. Die accessorischen Mineralien sind dieselben, wie bei den Olivingabbros, in welche Übergänge durch Beimengung von basischen Feldspathen (so z. B. auch nach Chelius am Frankenstein) stattfinden.

Sobald die Serpentinisirung der beiden Hauptgemengtheile eine ziemlich weitgehende ist, so dass dieselben makroskopisch nicht mehr nachgewiesen werden können, werden die Gesteine als Serpentine bezeichnet. So gehören z. B. in diese Gruppe der Peridotite manche Serpentine des südlichen Schwarzwaldes und diejenigen des Kleinkappler-Thales bei Freiburg, in denen der Diallag oft ziemlich vollständig, soweit er nicht serpentinisirt wurde, in Hornblende übergeführt ist. Dieselben enthalten auch gelegentlich Chromit und grünen Spinell (Pleonast oder Hercynit). Ebenso gehören hierher manche Vogesenserpentine, viele von Elba und Corsica und das von Daubrée besprochene, chromeisenhaltige Muttergestein des Platinas von Nishne Tagilsk. Nach Sam. Roth wären auch die, einen grün durchsichtigen, chromhaltigen Granat führenden, Serpentine von Ickersdorf und Dobschau in Ungarn umgewandelte Wehrlite.

In wie weit man die durch einen wechselnden, aber oft recht bedeutenden Granatgehalt charakterisirten Olivin-Diallag-Gesteine, welche den Namen Eulysit führen und Einlagerungen im Gneiss von Uttervik bei Tunaberg bilden, mit Recht zu den Eruptivgesteinen rechnen und also als eine eigenthümliche Abart der Wehrlite bezeichnen darf, lässt sich bis heute nicht mit Sicherheit angeben. Dieselben stellen wahrscheinlich durch orogenetische Processe veränderte, z. Th. auch geschieferte, ursprünglich eruptive Massen dar. Spuren mechanischer Deformation sind in denselben deutlich nachzuweisen; doch lässt sich noch nicht angeben, in wie weit ihr heutiger Bestand ein secundärer ist und welches ihre ursprüngliche Zusammensetzung war. — Auch diese Gesteine kehren unter den Serpentinen wieder und mehrere der durch ihren Kelyphit bekann-

ten Serpentine gehören hierher. Nach Doelter's Angaben wäre auch das Muttergestein der böhmischen Pyropen von Meronitz ursprünglich ein Olivin-Diallag-Gestein mit accessorischem Pyrop gewesen. Olivin und Diallag wären zunächst in Serpentin und dieser endlich durch partielle Auslaugung seiner Basen und Umsetzung der Silicate in Carbonate zu einem Gemenge von Opal mit etwa 10% Carbonaten und 10% noch erhaltenem Serpentin umgewandelt worden. — Die mannichfachen Vorgänge der Mineralumbildung und Zersetzung in solchen Gesteinen bespricht Schrauf an dem Vorkommen von Krems in Österreich.

Dass in dem Granatgehalt der Eulysite und der aus solchen hervorgegangenen Serpentine kein Einwurf gegen deren ursprünglich eruptive Natur gesehen werden kann, beweisen die in der Flyschzone Bosniens und der Herzegowina auftretenden, meistens sehr stark serpentinisirten Olivin-Diallag-Gesteine, denen der Granat keineswegs fremd ist.

Dathe beschreibt aus dem sächsischen Granulitgebirge granathaltige und granatfreie Serpentine von Mohsdorf, welche aus Olivin-Diallag-Gesteinen hervorgegangen wären. Der Granat derselben befindet sich in Umwandlung zu einem Gemenge von Chlorit, Biotit und Erzen. In einer späteren Mittheilung (L. J. 1883. II. 89) giebt Dathe allerdings an, dass in diesen Mohsdorfer Gesteinen neben Diallag auch Diopsid auftrete, welcher von ihm früher z. Th. für Olivin gehalten worden sei. Demzufolge will er die granathaltigen Varietäten zum Eklogit, die granatfreien zum Pyroxenfels stellen.

Harzburgite*

sind hier die ursprünglich durch die Combination Enstatit oder Bronzit und Olivin charakterisirten, als feldspathfreie Olivin-Norite aufzufassenden Gesteine genannt worden. Ursprünglich wurden diese Gesteine bekanntlich nach ihrem Gehalt an Schillerspath, d. h. zu Bastit oder Diaklasit umgewandeltem rhombischem Pyroxen Schillerfels genannt. Da aber dieser Name auch auf Horn-

* Wadsworth, dessen oben citirtes Werk (Lithological studies) eine in hohem Grade vollständige und werthvolle Übersicht der meteorischen und terrestrischen Olivingesteine giebt, bezeichnet diesen Typus als Saxonit; der Name ist mit Beziehung auf den von Dathe beschriebenen Russdorfer „Bronzit-Olivinfels" gewählt. Da die ursprüngliche Beschreibung dieses Gesteins von Dathe selbst (L. J. 1883. II. 89) ganz wesentlich modificirt wurde, konnte der Name Saxonit nicht adoptirt werden.

blende-Pikrite und Wehrlite übertragen worden ist, so ziehe ich die Bezeichnung Harzburgit vor. Soweit meine Erfahrung reicht, giebt es keine einzige Localität, wo ein Bronzit-Peridotit in durchaus frischem Zustande gefunden worden wäre. Die leichte Umwandlung beider Hauptcomponenten, zu denen sich sehr oft etwas Diallag, auch wohl Hornblende und Biotit, sowie Eisenerze, gelegentlich Chromit oder Picotit, seltener ein grüner Spinell gesellt, erklärt diese Thatsache.

Die nahe Verwandtschaft mit Olivin-Noriten ergiebt sich auch hier aus dem Umstande, dass an einigen Orten basischer Feldspath in kleinen Mengen accessorisch eintritt, sowie aus dem geologischen Verbande. — Als Repräsentanten der Harzburgite wird man das bekannte Gestein von der Baste bei Harzburg ansehen müssen. Der durch den Bastitreichthum dieses Gesteins bedingte, ausgeprägte Charakter als „Schillerfels" tritt um so weniger äusserlich und makroskopisch hervor, je geringer die Menge dieses Minerals ist und je spärlicher daher dessen metallisch schillernde Spaltflächen in dem Gestein erscheinen. — Ein anderes, verhältnissmässig unverändertes Olivin-Bronzitgestein beschrieb Stelzner von der Grube Varallo im Monte-Rosa-Gebiet. Dasselbe enthält etwa gleiche Mengen von Olivin und Bronzit und einer zwar pleochroitischen, aber nicht stark absorbirenden Hornblende. Das Gestein verhält sich also zum reinen Bronzit-Peridotit etwa wie der Wehrlit zum reinen Diallag-Peridotit. — Gylling bespricht Bronzit-Peridotit von Kivisjärvi in Paltamo, Finnland, in welchem auffallenderweise Quarz als Gemengtheil auftreten soll. — Chrustschoff beschreibt einen Enstatit-Peridotit von der Goose Bay in der Magalhaens-Strasse, dessen Olivin Glaseinschlüsse führt. Nach seiner Darstellung scheint das Gestein eine mechanisch-porphyrische Structur zu besitzen.

Die Zahl der Serpentine, welche ursprünglich Bronzit-Peridotite waren, dürfte eine sehr grosse sein. So gehören z. B. dahin manche Vorkommnisse aus dem sächsischen Granulit, aus dem südlichen Schwarzwald (Todtmoos, mit etwas Diallag) aus den Vogesen (Faurupt unter dem Brozouars, mit Hornblende und etwas Diallag), nach Becke aus dem niederösterreichischen Waldviertel bei Dürnstein (mit Aktinolith; interessant durch die mechanischen Phänomene, Streckung, Auflösung in eiförmige Blöcke mit einer aus Anthophyllit und Strahlstein bestehenden Hülle; die Blöcke liegen in einer Matrix von Anomit mit Druckfiguren), bei Weissenkirchen, bei Stein unfern Rothenhof, bei Senftenberg. — Bonney

beschreibt hierher gehörige Serpentine vom Balhamie Hill in Ayrshire, Cadgwith und Cap Lizard (mit Diallag) in Cornwall, von Molins an der Julierstrasse, sowie von Marmels (hier mit Augit); Cossa solche von Calagrande, Monte Argentaro in der Provinz Grosseto, aus dem Gabbrogebiet von Livorno, sowie von mehreren Punkten Elbas. Ebenso sind sie verbreitet im Apennin und auf Corsica.

Durch accessorisches Eintreten von rhombischen Pyroxenen neben Diallag, von Diallag neben rhombischen Pyroxenen gehen die Wehrlite und Harzburgite in

Lherzolithe

über. Mit den Lherzolithen sind die Olivinfelse mineralogisch und structurell durchaus identisch. Es empfiehlt sich, den Namen Lherzolith für alle eruptiven Massen, welche aus Olivin, Diallag und einem rhombischen Pyroxen bestehen, anzuwenden, da mit Olivinfels früher wohl auch Gesteine der Pikritreihe bezeichnet worden sind. In kleinen Mengen enthalten alle Lherzolithe ein Spinellmineral, welches bald braun (Chromit, Picotit), bald grün (Pleonast) durchsichtig ist, und Eisenerze. Das erstere ist idiomorph nur, wo es als Einschluss im Olivin auftritt, durchaus allotriomorph, wo es sich selbständig an der Zusammensetzung der Gesteine betheiligt. Apatit pflegt sehr spärlich vorhanden zu sein; Granat (im Ultenthal nach Sandberger) nur selten in den unveränderten Gesteinen vorkommend, ist in vielen aus Lherzolithen hervorgegangenen Serpentinen sehr reichlich vertreten.

Der Olivin ist wasserhell bis gelblich oder grünlich, oft recht reich, oft arm an Flüssigkeitseinschlüssen; unter den rhombischen Pyroxenen scheinen die eisenarmen allein vorzukommen. Hypersthen wurde bisher nicht beobachtet, wenn man nach dem niemals sehr starken, wenn auch oft recht deutlichen Pleochroismus schliessen darf. Flüssigkeitseinschlüsse von cylindrischer Form ordnen sich parallel der Prismenaxe. Bei der Serpentinisirung des Bronzits verschwinden die Fluida und die von ihnen eingenommenen Räume werden, wie Weigand an den hierher gehörigen Vogesenserpentinen von Starkenbach bei Le Bonhomme beobachtete, mit Eisenerzen erfüllt, wenn sie nicht leer bleiben. — Der monokline Pyroxen, in welchem ein Chromgehalt mehrfach nachgewiesen wurde, hat keineswegs immer die Diallagstructur, sondern muss vielfach zum Diopsid oder Malakolith gestellt werden. — Wo die Lherzolithe sich in Serpentin umsetzen, beginnt dieser Process stets mit dem

gewöhnlich stark herrschenden Olivin, ergreift dann die rhombischen Pyroxene und die monoklinen. Von den letzteren erhalten sich gewöhnlich unveränderte Reste am längsten. Man kann meistens den aus dem Olivin und den aus den Pyroxenen hervorgegangenen Serpentin daran unterscheiden, dass bei ersterem ein regelloses Maschengewebe, bei letzterem, entsprechend der prismatischen Spaltbarkeit, eine rechtwinklige Gitterstructur erkennbar bleibt. — Eine smaragditische oder aktinolithische Hornblende pflegt nur da, und dann vorwiegend auf Schieferflächen zu erscheinen, wo starke mechanische Deformationen (Streckung) nachweisbar sind.

Hervorzuheben ist gegenüber den früher besprochenen Peridotiten der vollständige Mangel des Feldspaths, durch welchen Übergänge in Gabbro vermittelt werden würden. Mir ist nur ein Handstück von Lherzolith von dem Weiher Lherz bekannt geworden, in welchem zwischen normalen Knauern von Lherzolith, die allerdings auch einen Diabasaugit führen, ein plagioklasreicher Kitt vorhanden ist, welcher die Zusammensetzung und Structur eines Diabas oder Ophits besitzt. Ob die von Kuhn besprochenen Lherzolithe von Boulor und St. Pé-de-Hourat in den Basses-Pyrénées, welche bei flüchtiger Betrachtung wegen ihrer Farbe mit Ophiten verwechselt werden können, feldspathhaltig sind, geht aus der Beschreibung mit Sicherheit nicht hervor (Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 398). — Mattirolo beschreibt einen Lherzolith von dem Felsen Pria Borghese im Gebiet des Penna in Ligurien, welcher kleine Quantitäten eines zum Labradorit gehörigen Plagioklas führt. Das Gestein steht geologisch in Verbindung mit Diabas, wie dieses bei den Olivingesteinen in Ligurien, Toscana und Elba so constant angegeben wird. Das Alter dieses Lherzoliths wird als eocän bestimmt.

Die Lherzolithe, von denen wir eine bedeutende Anzahl durchaus oder doch fast vollkommen frischer Vorkommnisse besitzen, haben vor allen andern Peridotiten den Vorzug, dass sich ihre Structur in voller Klarheit erkennen lässt. Dieselbe ist eine typisch hypidiomorph körnige, in der fast allenthalben deutliche Spuren von mechanischer Deformation in undulöser Auslöschung am Olivin und den Pyroxenen, in der Verbiegung und Knickung der Bronzite, sowie in der Zwillingsbildung derselben nach $\frac{1}{4}P\breve{\infty}$ (014) wahrnehmbar sind. Dahin ist auch wohl das Auftreten von Tremolitschalen um den Olivin, wo dieser sich mit Pyroxen berührt, zu rechnen, welches die durch ihre secundäre Talkbildung aus Olivin interessanten Lherzolithe der Gegend von Germagnano in Piemont zeigen. Diese

mechanischen Deformationen fanden sich am schwächsten in Lherzolithen von Vicdessos, Ariège; sie steigern sich am See Lherz, bei Locana unfern Ivrea in Piemont, in der Sierra Parda, Andalusien, zu typischer und ausgeprägtester randlicher Kataklase und führen in manchen „Olivinfelsen" oder besser Olivinschiefern zu vollständiger Zertrümmerung des Gesteins und Ausbildung schiefriger Structur. Übergänge zu dieser sind allenthalben in den durch randliche Kataklase mit mechanischer Porphyrstructur ausgestatteten Vorkommnissen zu beobachten. Ihre Anfänge machen fast den Eindruck der Fluidalstructur, mit welcher allerdings eine Verwechslung durch den Mangel des Idiomorphismus bei den scheinbaren Einsprenglingen ausgeschlossen ist. Man ist versucht, die von H. H. Reusch, Brögger u. a. Autoren bei Olivinfelsen beobachtete krümelige, sandsteinähnliche Structur ebenfalls auf Rechnung einer inneren Zertrümmerung zu schreiben. Doch giebt Cossa an, dass das sandsteinartige Gefüge des sehr feinkörnigen Lherzolith von den Monti Rossi bei Baldissero durch eine partielle Auflösung des Gesteins bedingt werde. — Nach desselben Forschers Angaben wird der Chromdiopsid eines piemontesischen Lherzolith von den Monti di S. Vittore zwischen Corio und Lanzo von etwas pleochroitischem Augit ersetzt.

Die eruptive Natur der südfranzösischen Lherzolithe steht wohl ausser Zweifel. Dagegen liegen für die Beurtheilung der Genesis der Olivinfelse in den krystallinen Schiefern (Ultenthal, Söndmöre und andere Localitäten in Norwegen, Norrland in Schweden) durchaus sichere Anhaltspunkte zur Zeit nicht vor. Die besten Kenner dieser Gesteine in Skandinavien (cf. Brögger, Über den Olivinfels von Söndmöre L. J. 1880. II. 187) scheinen, besonders mit Betonung der concordanten Einlagerung derselben zwischen die Schieferplatten, eine ursprünglich sedimentäre Natur für wahrscheinlich zu halten. Dass in der Formation der krystallinen Schiefer, entsprechend der Kalkcarbonat-Silicatreihe vom körnigen Kalk bis zum Eklogit, auch eine Magnesiacarbonat-Silicatreihe vom körnigen Magnesit durch Sagvandit, Duelo, Listwänit u. s. w. bis zum Olivinfels bestehe, scheint kaum bezweifelt werden zu können. Zur Unterscheidung der, beiden Reihen zugehörigen, reinen Silicatglieder kann man sich vielleicht der Anwesenheit ursprünglicher Magnesia-Carbonate oder ihres Fehlens bedienen. Bekanntlich fand Svenonius (G. F. i Stockholm Förhdl. VII. No. 88. 1884. 201—210) Breunnerit in gewissen, der Glimmerschiefergruppe zugehörigen Olivinfelsen von Norrland,

welche zuerst durch die Beschreibung des Vorkommens von Kettilsfjall durch Törnebohm bekannt wurden, und über deren Mannichfaltigkeit Eichstädt interessante Mittheilungen machte. Letzterer unterscheidet in genanntem Gebiete die Olivinfelse in Enstatit-Hornblende-, Enstatit-Kämmererit(?)-Olivin-, Enstatit-Olivin-, Hornblende-Olivin-, Kämmererit(?)-Olivin- und reine Olivingesteine. Von diesen Abarten würde also eigentlich keines, auch bei Annahme ursprünglich-eruptiver Natur, zum Lherzolith zu rechnen sein. Manche der norwegischen Olivinfelse und ebenso einige aus der Serrania de Ronda wären dagegen, wenn ursprünglich eruptiv, mit Recht zum Lherzolith zu stellen. Allerdings sind alle diese Gesteine reicher an Olivin und ärmer an Pyroxenen, als die typischen Pyrenäen-Lherzolithe; sie theilen diese Eigenthümlichkeit mit den piemontesischen Lherzolithen. Nur der Olivinfels vom Ultenthal ähnelt in dieser Richtung durchaus dem echten Pyrenäen-Gestein.

Auch die Lherzolithe haben ihre serpentinisirten Formen; so gehören hierher u. A. Serpentine von Conradsreuth im Fichtelgebirge, Hayemont bei St. Dié und Trehkopf bei Oderen im Amariner-Thale (nach Weigand), von La Motte im Dép. du Var und nach Zirkel der Serpentin von Lercouil in den Pyrenäen, ebenso von der Alp Stalvedro und dem Silser-See nach Bonney.

Dunit

wurde bekanntlich von Ferd. von Hochstetter ein neuseeländisches Gestein genannt, welches nur aus Olivin und Chromit bestehend, in den Dun-Mountains in geologischem Verbande mit Olivingabbro und Serpentin vorkommt. Dasselbe Gestein wird von Macpherson aus der Serrania de Ronda in Andalusien beschrieben. Nach Becke gehört hierher das pyrophaltige Olivingestein von Steineck in Niederösterreich, nach v. Drasche der sogenannte Olivinfels von Kraubat in Obersteiermark. Eine gewisse Verbreitung scheinen nach den Angaben von Julien die Dunite im Gneissgebiet von Nord-Carolina zu haben (Proceed. Boston Soc. of nat. hist. 1882. XXII). Ein Handstück vom Mount Webster in Nord-Carolina, welches ich der Güte von Prof. H. Carvill Lewis verdanke, enthält recht reichlich Sillimanit — eine sonderbare Mineral-Combination. Sonst findet sich in manchen Duniten etwas rhombischer oder monokliner, oder auch beide Pyroxene, Übergänge in die andern Peridotite bedingend.

Auch bei den Duniten ist der ursprünglich eruptive oder sedi-

mentäre Charakter oft nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Ihre Structur ist diejenige der Lherzolithe; die geringsten mechanischen Deformationen enthält in dem mir zu Gesicht gekommenen Vorkommnisse das Gestein von Neu-Seeland, die stärksten dasjenige der Serrania de Ronda. Mit Sicherheit gehören wohl zu den eruptiven Duniten die neuseeländischen und diejenigen, welche Judd von den westschottischen Inseln beschrieb. — Ganz besonders wichtig ist von diesem Gesichtspunkt aus ein neuerdings von Diller besprochenes Vorkommen. In carbonischen Schiefern und Sandsteinen des östlichen Kentucky bei Willard setzen zwei Gänge eines fast reinen Dunits auf. Der Olivin ist in den frischesten Gesteinsproben nicht ganz bis zur Hälfte in Serpentin umgewandelt. Neben Olivin enthält das Gestein bis zu 8 % Pyrop, welcher von einer epigenetischen Schale von Biotit und Picotit eingehüllt ist, nebst geringen Mengen von Enstatit, Ilmenit, Magnetit, Anatas(?) und Apatit, sowie 14 % Dolomit. Magnetit und Anatas(?) sind aus Ilmenit entstanden, der Dolomit aus Olivin. Das Gestein umschliesst zahlreiche Fragmente des Nebengesteins. Die Schiefer sind durch Contactwirkung des Dunits in spilositartige Gesteine mit Glimmergehalt umgewandelt. Der Dunit selbst zeigt am Contact eine variolitähnliche Structur.

Die aus Dunit hervorgegangenen Serpentine sind sehr verbreitet, so in den Vogesen (Sennhütte Haycot am Brezouars, St. Etienne, Cleurie, Chandray, Narouel). Viele dieser Serpentine sind granatreich und der Granat derselben hat sehr häufig ausgeprägte Kelyphitkrusten, ja er ist nicht selten vollkommen in sog. Kelyphit umgewandelt, der bald aus Gemengen von Spinell und Amphibol, bald aus Spinell und Hypersthen oder Augit, auch wohl etwas Biotit besteht und bei sehr feinkörniger Zusammensetzung oft nicht mit Sicherheit zu deuten ist.

Wie oben angegeben, haben auch gewisse Olivinfelse von Norrland die Zusammensetzung des Dunit.

R. von Drasche wies nach, dass eine Reihe sehr serpentinähnlicher Gesteine, von denen es noch nicht sicher constatirt ist, ob man sie zu den massigen zählen darf, nicht von Olivingesteinen abstammen, sondern von Gemengen aus Diallag mit Bronzit und Bastit, in denen nur ganz accessorisch auch Olivin im frischen oder veränderten Zustande auftritt. Er nannte als Beispiele die Vor-

kommnisse von Windisch-Matrei, Heiligenthal in Kärnthen, Greiner in Tyrol und Mayo in Irland. — Später fand auch Berwerth, dass die Serpentine von Rosignano und Castellina maritima südlich von Pisa nicht ursprüngliche Olivingesteine seien, sondern wesentlich aus Serpentin und Diallag mit etwas Magnetit, Eisenoxyd und Calcit bestehen, wobei der Serpentin durch die Umwandlung des Diallags entstanden scheint. — So finden sich auch bei Todtmoos im südlichen Schwarzwalde Serpentine, die mit voller Sicherheit nicht von ursprünglichen Olivingesteinen abstammen können, sondern nach den darin noch erhaltenen Mineralresten ursprünglich ein Gemenge von Diallag mit Enstatit waren, worin accessorisch etwas Magnesiaglimmer und Hornblende erscheinen. — Ähnliche Abstammung erkannte, wie oben angegeben, Eichstädt für gewisse Serpentine von Norrland in Schweden und Becke beschrieb mit sehr genauen Angaben über ihre Structur, welche v. Drasche's Mittheilungen nach gewissen Richtungen corrigiren, nahe verwandte Gesteine von Nezeros, vom Ostabhang des Olympgebirges, vom Ossa, von Thanaton und andern Punkten Thessaliens. Diese Gesteine treten in enger geologischer Verknüpfung mit Olivinserpentinen auf, welche nach Becke's Angaben sich den vorher besprochenen Gruppen einreihen lassen. — Während für solche Gesteine der Charakter als massige Felsarten noch zweifelhaft ist, gehören andere Serpentine mit einiger Sicherheit zu den Schichtgesteinen, wie z. B. diejenigen des Rauenthales bei Markirch in den Vogesen, von denen Weigand darthat, dass sie umgewandelte Amphibolschiefer sind, und die im Granulitgebiete Sachsens und in den Alpen verbreiteten, aus Diopsidgesteinen entstandenen Vorkommnisse.

II. Classe: Ganggesteine.

In der Gruppe der Ganggesteine sind hier nur solche Eruptivmassen aufgeführt, welche als selbständige geologische Körper nach dem jetzigen Stande unserer Erfahrungen nur in typischer Gangform auftreten, wenngleich manche derselben auch mehr oder weniger häufig als Facies theils von Tiefengesteinen, theils von Ergussgesteinen vorkommen. Unter diesen typischen Ganggesteinen finden wir, von wenigen Ausnahmen abgesehen, die charakteristischen Mineralcombinationen wieder, durch welche die Tiefengesteine sich von einander scheiden und zu Familien ordnen. Doch ist es zu betonen, dass einerseits kein Ganggestein in dem hier angegebenen Sinne vorkommt, welches die mineralogische Charakteristik der Gabbro-, der Diabas-, der Peridotit- oder der Theralit-Familie hätte, während andererseits unter den Ganggesteinen auch solche vorhanden sind, deren charakteristische Mineralcombination sich nicht unter den Tiefengesteinen findet.

Nach ihrem mineralogischen und chemischen Bestande lassen sich die Ganggesteine in eine granitische, eine syenitische, eine dioritische Reihe ordnen. Es verdient jedoch erwähnt zu werden, dass in innigem geologischen Verbande mit den Elaeolithsyeniten eine sehr mannichfache Gangformation in der Serra de Monchique und in Brasilien verknüpft ist, deren weitere Erforschung vielleicht zur Aufstellung einer ferneren Gruppe führen dürfte. Zunächst zeigen dieselben eine so grosse Verwandtschaft mit den Phonolithen (und Tephriten), also den Ergussformen der Elaeolithsyenite, dass eine sichere Abgrenzung auf Schwierigkeiten stösst. Eine selbständige elaeolithsyenitische Gangformation ist nur aus dem Fassathal in schwacher Entwicklung bekannt. Die Gangform der Diabas-, Gabbro- und Peridotit-Familie stimmt so vollständig entweder mit der plutonischen Form derselben oder mit ihren effu-

siven Aequivalenten überein, dass eine Abscheidung nicht thunlich erscheint.

Es liegt in der Natur der Sache, dass die Ganggesteine im Allgemeinen nicht dieselbe Gleichartigkeit des Habitus und der Structur besitzen, welche die Tiefengesteine gemeinschaftlich kennzeichnet. Die durch ihre geologische Erscheinungsform bedingte Mannichfaltigkeit der krystallinen Entwicklungsbedingungen ist hierzu eine zu grosse. Immerhin lässt sich nicht verkennen, dass nach Habitus und Structur drei von der mineralogischen Zusammensetzung mehr oder weniger unabhängige Typen erkennbar sind: ein granitischer, welchen man bisher nur von den sauersten Repräsentanten (Orthoklas-Quarz-Gesteine) kennt und wahrscheinlich von den Elaeolithsyeniten kennen lernen wird, ein granitporphyrischer, der in jeder Gruppe vertreten ist, welche man nach mineralogischer Zusammensetzung aufstellen kann, und ein lamprophyrischer, der den sauersten Gliedern der Ganggesteinsgruppe zu fehlen scheint. Diese drei Typen sind auch makroskopisch wohl unterschieden und bilden natürliche Gruppen. Die Gesteine des ersten Typus (Aplite oder Muscovitgranite) besitzen bei kleinen Dimensionen der Gemengtheile ein der hypidiomorph körnigen Structur der Tiefengesteine ähnliches Gefüge. Diejenigen des zweiten Typus besitzen für das blosse Auge deutlich porphyrischen Habitus, Einsprenglinge und Grundmasse trennen sich meistens recht scharf, die Einsprenglinge sind gross und gehören vorwiegend den Feldspathen an, die Grundmasse und damit das ganze Gestein hat meistens helle Farben; hierher gehören die Granitporphyre, die Syenitporphyre, die Elaeolithporphyre und die Dioritporphyrite, soweit sie Ganggesteine sind; ihre Grundmassen sind holokrystallin und als solche meistens schon mit dem Auge und der Loupe zu erkennen. — Der Lamprophyrtypus ist gleichfalls ein vorwiegend porphyrischer, doch besitzen die Gesteine makroskopisch oft ein angenähert aphanitisches Aussehen, mikroskopisch körnige Structur, graue bis schwarze Farben, die Einsprenglinge pflegen klein zu sein und gehören den eisen- und magnesiahaltigen Gemengtheilen mit Vorliebe an. Hierher gehören die Minetten, die Kersantite und verwandte Gesteine.

II. a. Gruppe der granitischen Ganggesteine.

Literatur findet sich unter den S. 13 sqq. citirten Arbeiten.

Sämmtliche Typen der granitischen Tiefengesteine dürften auch gangförmig vorkommen, ohne dass damit eine auffallende oder nur merkliche Veränderung in der Structur nothwendig verbunden wäre. Von den meisten derselben werden Vorkommnisse in der oben citirten Literatur beschrieben. Dieselben sind hier nicht berücksichtigt.

Dagegen ist in den stockförmigen Granitmassen ein eruptives quarzreiches Kalifeldspathganggestein an manchen Localitäten (nördliche Vogesen, Odenwald, Schwarzwald, Thüringer Wald u. s. w.) sehr verbreitet, welches seiner charakteristischen Mineralcombination nach zu den granitischen Gesteinen gehört. Dasselbe führt in seinen typischesten Formen neben Quarz und alkalireichem Feldspath nur einen hellen Glimmer der Muscovitreihe und wird danach als Muscovitgranit oder besser als Aplit bezeichnet. Die geologische Selbständigkeit dieses Gesteins ergiebt sich daraus, dass es nicht nur in den Stockgraniten gangförmig aufsetzt, sondern auch in deren näherer oder fernerer Umgebung die umhüllenden Sedimentgesteine durchbricht, wie z. B. in der Umgebung von Barr und Andlau in den Vogesen.

Die mineralogische Zusammensetzung bietet, von dem Glimmermineral abgesehen, wenig Abweichendes von derjenigen der stockförmigen Granitmassen. Der herrschende Feldspath ist ein Orthoklas, soweit bisher Untersuchungen darüber vorliegen, der vielleicht in auffälliger Weise öfter zonar struirt ist, als dieses in den granitischen Tiefengesteinen vorzukommen scheint, welcher überdiess sehr verbreitet jene, auf äusserst mikroskopischer Verwachsung mit Albitstengelchen beruhende mikroperthitische Structur wahrnehmen lässt, und endlich gewöhnlich einen hohen Grad von Idiomorphismus besitzt. Dieser Orthoklas ist seltener, soweit

sich das jetzt übersehen lässt, durch Mikroklin vertreten; doch giebt es Vorkommnisse (Killiney in Irland), in denen diese Ersetzung eine nahezu vollständige ist. — Die Menge des Plagioklas scheint im Allgemeinen keine grosse zu sein; dass dieser allenthalben ein sehr saurer sei, ergiebt sowohl die optische Untersuchung von Spaltblättchen, als die Bauschanalyse und das spec. Gewicht des Gesteins. In vielen Fällen dürfte dieser Plagioklas geradezu noch in die Albitreihe, nirgends tiefer als in die Oligoklasreihe zu stellen sein. — Der Quarz hat genau die Eigenschaften, wie in den Stockgraniten und ist meistens recht reichlich vorhanden. Derselbe trägt weit weniger deutlich, als in den Tiefengraniten, den Charakter eines Ausfüllungsminerals, vielmehr pflegt er vorherrschend in angenähert dihexaëdrischen Krystallen oder in rundlichen Körnern entwickelt zu sein, soweit die mechanischen Deformationen diese nicht verändert haben. — Der Muscovit bildet meistens unregelmässige Blättchen, seltener wohl begrenzte Krystalltafeln und ist stets in nur geringen Mengen vorhanden. Seine Eigenschaften sind diejenigen, wie in den Tiefengesteinen. — Apatit, Eisenerze und Zirkone finden sich in gleicher Weise, wie in allen Graniten, aber im Allgemeinen spärlich.

Varietäten durch mineralogische Veränderungen entwickeln sich fast ausschliesslich durch die theilweise oder gänzliche Ersetzung des Muscovits durch Turmalin, welcher bald in einzelnen Krystallen, bald in divergentstrahligen Bündeln oder in radialen Aggregaten (Turmalinsonnen) ausgebildet ist. — Auch eine Vertretung des Muscovit durch Eisenglimmer ist nicht gerade selten; letzterer erscheint dann in hexagonalen oder unregelmässig gelappten Blättchen. — Ebenso tritt gelegentlich ein dunkler Magnesiaglimmer accessorisch hinzu (Gegend von Heidelberg). Sobald die Menge desselben einigermassen zunimmt, so dass das Gestein den mineralogischen Charakter eines eigentlichen Granits erhält, pflegt sich eine Vermehrung des Plagioklas bemerklich zu machen.

Unter den accessorischen Mineralien, welche hier wie in den Tiefengraniten vorkommen, hat nur der Granat eine allgemeinere Verbreitung. Er bildet selten scharfe Krystalle, sondern meistens rundliche Körner von sehr heller Farbe im auf- und durchfallenden Lichte. — Nächst dem Granat scheint Cordierit oder sein Umwandlungsproduct, der Pinit, etwas häufiger aufzutreten.

Gangförmige Massen von einer Zusammensetzung ähnlich wie die Aplite erscheinen oft bei der Greisenbildung in den Tiefen-

REESE UNIV

graniten; dieselben sind wohl nicht als eigentliche Eruptivgesteine aufzufassen und daher auch hier trotz ihres Reichthums an Mineralien nicht berücksichtigt. — Ebensowenig gehören hierher die granitoiden, pegmatitischen, linsen- oder angenähert gangförmigen Aggregate der Aplitmineralien in grobem Korn, welche man als Pegmatite oder Pegmatitgranite zu bezeichnen pflegt. Auch sie scheinen im Allgemeinen nicht zu den eigentlichen Eruptivgesteinen zu gehören, wie u. a. H. Credner für die Vorkommnisse des sächsischen Granulitgebirges dargethan hat.

Obgleich in grossen Zügen die Structur der Aplite derjenigen der Tiefengranite sehr ähnlich ist, fehlt derselben doch nicht jeder eigenthümliche Charakter. Makroskopisch schon fällt das allenthalben ungewöhnlich feine Korn, welches nach den Salbändern der Gänge hin oft geradezu ins Dichte übergeht, und die saccharoide Beschaffenheit des Gesteins auf. Unter dem Mikroskope stellt sich ebenso, wie bei den Tiefengraniten, eine einmalige Reihenfolge der Krystallisation der Gemengtheile mit der gleichen Succession dar; da jedoch der Quarz in vorwiegend rundlichen oder angenähert dihexaëdrischen Formen ausgebildet ist, überdiess ebenso wie der Feldspath mit freien Krystallspitzen in die eckigen Hohlräume des zuckerkörnigen Gesteins hineinragt, so fehlt es an einem durchweg allotriomorphen Gemengtheil. Demgemäss sei die Structur als eine panidiomorph körnige im Gegensatz zu der hypidiomorph körnigen der Tiefengesteine bezeichnet. — Eine Annäherung an porphyrische Structurformen vollzieht sich durch Wiederholung der Epochen der Feldspath- und der Quarzbildung; dabei sind dann die Quarzindividuen der älteren Generation oft in Feldspath eingewachsen oder aber Quarz und Feldspath der letzten Generation durchdringen sich derart gegenseitig, dass auf weitere Strecken in einem Dünnschliff alle Quarze und alle Feldspaththeile gleiche optische Orientirung besitzen. — Weit seltener findet sich eine merkliche Scheidung der älteren Ausscheidungen in Form von Einsprenglingen von einer dichten, aber holokrystallinen Quarz-Orthoklas-Grundmasse.

Die mechanischen, durch den Gebirgsdruck bedingten, und also secundären Structurformen, welche bei den Tiefengesteinen eine so grosse Rolle spielen, fehlen auch hier nicht. Sie finden auch hier ihren Ausdruck in einer undulösen Auslöschung der Quarz- und Feldspathindividuen, in Biegungen und Knickungen der Glimmerblättchen; bei deutlicherer Ausprägung dieser Structurmodification

findet sich die randliche Zertrümmerung aller körnigen Gemengtheile in Verbindung mit starker Auswalzung des Glimmers zu feinen gewundenen Strähnen und Flasern. Stets ist damit eine mehr oder weniger weitgehende Verwischung des ursprünglich saccharoiden Gesteinsgewebes verbunden und dieses verschwindet vollständig, sobald die Kataklase des Gesteins einen gewissen Grad erreicht hat.

Nach den Untersuchungen von Arzruni (Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 865 sqq.) wäre auch der von G. Rose in die Literatur eingeführte Beresit von Berjósowsk, von der Totschilnaja und Bertjówaja-Gorá, von Newjansk, Perwopawlowsk und aus dem District Syssert zu den gangförmigen Muscovitgraniten zu rechnen, wenn er überhaupt ein wirkliches und echtes Eruptivgestein ist. Zu bemerken ist im Beresit die sehr schwankende Menge des Feldspaths, welche local so sehr abnimmt oder durch Umsatz in Muscovit und Quarz verschwindet, dass Karpinsky feldspathfreie Beresite von feldspathführenden unterscheidet. Auch die relativen Mengen von Orthoklas und Plagioklas schwanken in weiten Grenzen bis zu vollständigem Fehlen des letzteren. Der Quarz umschliesst Rutil. Granat bildet einen accessorischen Gemengtheil im Beresit an dem Wege nach der Starkow'schen Goldwäsche im District Syssert.

II. b. Gruppe der granitporphyrischen Ganggesteine.

Literatur.

J. Baranowsky, Über die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Granitporphyre. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 522.

Fr. Becke, Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1883. V. 148 sqq.

C. Chelius, Beiträge zur geologischen Karte des Grossherzogthums Hessen. Notizblatt d. Ver. für Erdkunde zu Darmstadt. 4. Folge. Heft 5. 1885.

K. von Chrustschoff, Über einen eigenthümlichen Einschluss im Granitporphyr von Beucha. T. M. P. M. 1885. VII. 181.

— Über ein neues typisches zirkonführendes Gestein. T. M. P. M. 1884. VI. 172.

C. Doelter, Der geologische Bau, die Gesteine und Mineralien des Monzoni-Gebirgs. Jahrb. k. k. geol. R. 1875. XXV. 207.

— Über die Eruptivgebilde von Fleims, nebst einigen Bemerkungen über den Bau älterer Vulkane. S. W. A. 1876. LXXIV. 20.

P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Ober-Elsass. Strassburg i. E. 1877.

Arn. Hague, Abstract of report on the Geology of the Eureka District. Washington. 1883.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

E. Kalkowsky, Der Granitporphyr von Beucha bei Leipzig. L. J. 1878. 276.

A. von Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 320.

Th. Liebisch, Über die Granitporphyre Niederschlesiens. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 725.

— Über die von Dr. Schweinfurth in der mittelägyptischen Wüste gesammelten massigen Gesteine. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 710.

G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackegebiets von Weiler bei Weissenburg. Strassburg i. E. 1884.

K. A. Lossen, Der Bodegang im Harz. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 856.

B. Lotti, Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. Roma. 1886.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. März 1879. LXXIX.

A. Penck, Die pyroxenführenden Gesteine des nordsächsischen Porphyrgebietes. T. M. P. M. 1880. III. 71—79.

— Erläuterungen zur Section Grimma der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1880.

G. Pringsheim, Über einige Eruptivgesteine aus der Umgegend von Liebenstein in Thüringen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 111.

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. Els. 1877.
J. Roth, Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 15. Juli 1886. XXXVI. 1—7.
Fr. Rutley, The eruptive rocks of Brent Tor and its neighbourhood. London. 1878.
A. Sauer, Erläuterungen zu Section Naunhof der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1881.
F. Schalch, Erläuterungen zu Section Brandis der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1882.
C. Schmidt, Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. L. J. B.-B. IV. 1886. 452.
M. Schröder, Erläuterungen zu Section Zwota der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie der Argentinischen Republik und des angrenzenden, zwischen dem 32. und 33.° S. Br. gelegenen Theils der Chilenischen Cordillera. Cassel und Berlin. 1885.
G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. B.-B. II. 1884. 585.

Alle granitporphyrischen Ganggesteine sind dadurch gemeinschaftlich charakterisirt, dass sich bei ihnen eine hellfarbige, weissliche, grünliche, röthliche bis braune, oder graue feinkörnige Grundmasse constatiren lässt, aus welcher mehr oder weniger reichliche Einsprenglinge der nicht eisenhaltigen Gemengtheile sich durch grössere Dimensionen abheben. Daneben sind auch Einsprenglinge der eisen- und magnesiahaltigen Gemengtheile in meistens unbedeutender, jedenfalls untergeordneter Menge vertreten. Dieser Gegensatz wird um so auffallender, je feinkörniger die Grundmasse wird; das Korn derselben sinkt zumal nach den Salbändern hin, aber auch wohl durch die ganze Ausdehnung des Gesteins bis zum Dichten. — Die granitporphyrischen Ganggesteine gehören wohl durchweg dem Grundgebirge und dem geschieferten Gebirge an, fehlen in ungestörten Schichten.

Die Einsprenglinge sind, soweit mechanische oder chemische Deformationen ihre Formen nicht geändert haben, durchaus idiomorph und lassen oft schon makroskopisch, stets mikroskopisch erkennen, dass ihre Ausscheidung aus dem Gesteinsmagma früher stattfand, als die Verfestigung der Grundmasse sich vollzog. Die Dimensionen der Einsprenglinge sind bedeutendere, als diejenigen der Grundmasse-Gemengtheile. — Die Grundmasse ist, von seltenen, einer Randfacies angehörigen Ausnahmen abgesehen, ein Aggregat von holokrystalliner Natur, d. h. ohne jede Spur einer nicht

zu krystalliner Ausbildung gelangten, sondern amorph erstarrten Gesteinsmutterlauge. Dabei wird die Gesteinsgrundmasse von Individuen derselben Mineralgattungen aufgebaut, welche als Einsprenglinge auftreten; es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass eine oder mehrere dieser in der Grundmasse nicht zur Entwicklung gelangten. Die Krystallisation der Grundmasse-Gemengtheile vollzog sich durchweg später, als diejenige der Einsprenglinge. Daraus ergiebt sich, dass die Bildung gewisser wesentlicher Gemengtheile des Gesteins in zwei zeitlich getrennten Perioden der Gesteinsverfestigung sich wiederholte. Hierin liegt das Unterscheidende der Structur dieser Ganggesteine von der körnigen der Tiefengesteine. Eine jede Structur eines Eruptivgesteins, bei der eine Recurrenz gleichartiger Mineralbildungen stattfand, soll eine porphyrische genannt werden. Da nun die Grundmasse im vorliegenden Falle ein holokrystallines Aggregat der wesentlichen Gemengtheile darstellt, so möge diese Abart eine holokrystallin-porphyrische heissen. Sind durch die genannte Structur die granitporphyrischen Ganggesteine einerseits von den hypidiomorph körnigen Tiefengesteinen, andererseits von den panidiomorph körnigen Ganggesteinen geschieden, so liegt das Charakteristische ihrer Structur gegenüber den lamprophyrischen Ganggesteinen in dem Umstande, dass der Regel nach die nicht eisen- und magnesiahaltigen Gesteinselemente unter den Einsprenglingen unverkennbar herrschen.

Mit Rücksicht auf den Mineralbestand gliedern sich die granitporphyrischen Ganggesteine nach den Einsprenglingen in solche mit herrschenden Alkalifeldspathen, in solche, deren alkalifeldspathige Einsprenglinge von Nephelin begleitet werden und in solche mit herrschenden Kalknatronfeldspathen. Die erstgenannte Abtheilung zerfällt nach dem vorhandenen oder fehlenden Quarzgehalt unter den Einsprenglingen in zwei getrennte Familien. — Als Granitporphyre sind hier die holokrystallin-porphyrischen Ganggesteine bezeichnet, unter deren Einsprenglingen neben Alkalifeldspathen Quarz auftritt; der Mangel des Quarzes neben den Alkalifeldspath-Einsprenglingen charakterisirt die Syenitporphyre; durch Einsprenglinge von Nephelin neben Alkalifeldspathen wird die Familie der Elaeolithporphyre gekennzeichnet. Zu den durch Kalknatronfeldspath-Einsprenglinge charakterisirten, holokrystallin-porphyrischen Ganggesteinen gehören die Dioritporphyrite. Die letzte Gruppe umfasst überdiess eine Anzahl diabasischer Ganggesteine, welche aber in ihrem ganzen Habitus derart mit gewissen dia-

basischen Ergussgesteinsformen übereinstimmen, dass sie hier nicht in selbständiger Behandlung aufgeführt wurden.

Familie der Granitporphyre.

Alle Glieder der Familie der Granitporphyre sind gemeinschaftlich als holokrystallin porphyrische Ganggesteine zu definiren, unter deren Einsprenglingen Alkalifeldspathe und Quarz in hervorragender Weise vorkommen. Neben diesen finden sich jedoch eines oder mehrere der nicht feldspathigen Gemengtheile, welche auch in den granitischen Tiefengesteinen die genannte Mineralcombination begleiten, und es wäre nicht unthunlich, danach innerhalb dieser Familie weitere Unterabtheilungen zu gewinnen. Die fortschreitende Erkenntniss von der Natur dieser Gesteine kann und wird wahrscheinlich zu einer ferneren Gliederung nöthigen. Bei der durch die Zwecke dieses Buches bedingten Zusammenfassung in grössere Einheiten wurde jedoch von einer strengen weitergehenden Eintheilung Abstand genommen. Es dürfte sich wohl empfehlen, die muscovitreichen Elvane wenigstens von den muscovitfreien eigentlichen Granitporphyren zu trennen.

Wie in den Graniten, so finden sich auch in allen Granitporphyren als constante, wenn auch spärliche Gemengtheile Zirkon, Apatit und Eisenerze. Der stets idiomorphe Zirkon besitzt die Formen und die Mikrostructur, wie in den Graniten; nach Angabe von Chrustschoff erscheint er in den quarzarmen Granitporphyren von Beucha bei Leipzig gelegentlich in grosser Menge und in eigenthümlich nesterartiger Anhäufung. — Apatit und Eisenerze zeigen nichts Erwähnenswerthes oder von ihrem Verhalten in den Graniten Abweichendes. Die Bildung dieser drei Mineralien fällt in die älteste Periode der Gesteinskrystallisation; vielleicht hat die Eisenerzkrystallisation hie und da noch fortgedauert bis in den zweiten Abschnitt der Gesteinsbildung, während dessen die Ausscheidung von Biotit, Hornblende, Pyroxen, Muscovit, Feldspath und Quarz sich vollzog. Die nicht feldspathigen Gemengtheile treten meistens in einer bestimmten Association zusammen auf; Biotit, Hornblende und Pyroxene begleiten sich sehr häufig, Muscovit kommt wohl mit Biotit zusammen vor, dürfte dagegen als ursprüngliches Gesteinselement nicht in Gesellschaft von Amphibol oder Pyroxen gefunden werden. Turmalin associirt sich nicht selten accessorisch mit Muscovit und Biotit, pflegt dagegen die Gesellschaft von Amphibol und Pyroxen zu meiden. Letztere haben besonders in den quarzärmeren Glie-

dern der Granitporphyre ihre Heimat. Muscovit liebt die kieselsäurereichen Gesteine.

Der Biotit als Einsprengling bildet, soweit keine mechanische Deformation vorliegt, scharf hexagonale Tafeln von rothbrauner bis schwarzbrauner Farbe mit denselben Eigenschaften, wie in den Graniten. Auch die Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Erzen fehlen nicht und die oft mit Ausscheidung von Rutilnädelchen begleitete Zersetzung und Umwandlung dieses Minerals ist hier dieselbe, wie dort. Soweit eine Prüfung darauf hin stattfand, erwies sich der Biotit als ein Meroxen mit kleinem Axenwinkel (Vogesengesteine). Biegungen und Knickungen sind an manchen Localitäten sehr verbreitet.

Die Hornblende der Granitporphyre ist fast allenthalben die gemeine grüne Hornblende der Granite und Syenite mit idiomorpher Begrenzung durch Prisma, Klinopinakoid und Pyramide. Braune oder braungrüne Farben sind selten (Vogesen). Mikrostructur und Umwandlung wie in den Graniten. Die Chloritisirung oder Serpentinisirung ist überaus häufig und vollzieht sich oft unter so starker Verwischung der Krystallumrisse, dass es unmöglich sein kann, das Muttermineral mit Sicherheit als Amphibol oder Pyroxen zu bestimmen. Die grünen, fasrigen oder schuppigen Neubildungen durchschwärmen vielorts das ganze Gestein und durchdringen von den Blätterdurchgängen aus die feldspathigen Gemengtheile.

Der Pyroxen ist ein diopsidartiger, hellgrüner Malakolith mit allen Eigenschaften desselben Minerals in den Augitgranititen. Oft von überraschender Frische und modellähnlicher Schärfe der Formen, ist er in andern Gesteinen mehr oder weniger vollständig in Serpentin oder Chlorit umgewandelt und daher oft übersehen. Der bei diesem Vorgange sich bildende Calcit ist es, welcher wesentlich das Brausen der Gesteine bei Behandlung mit Säuren bedingt; aus den Feldspathen scheint viel spärlicher Calcit hervorzugehen. — Neben dem hellgrünen monoklinen Pyroxen (Malakolith) findet sich hie und da (besonders in den Granitporphyren der Gegend von Leipzig, zumal bei Gornewitz) ein gelblichweisser Bronzit. — Während die Hornblende allenthalben erkennbar jünger ist als der Biotit, in dessen Begleitung sie auftritt, ist dieses für den Pyroxen anscheinend nicht immer der Fall; ja man findet hie und da sehr kleine Krystalle desselben im Biotit eingeschlossen. Der Malakolith scheint ein häufigerer und reichlicherer Gemengtheil der Granitporphyre zu sein, als die Hornblende.

Wo ein heller Glimmer als Einsprengling in den Granitporphyren vorhanden ist, bildet er idiomorphe hexagonale Tafeln. Derselbe ist aber in dieser Form auf eine, wie es scheint, kleine Gruppe von Gesteinen (Elvane und wenige andere Vorkommnisse) beschränkt.

Die als Einsprenglinge auftretenden Feldspathe gehören dem Orthoklas und einem sauren Plagioklas an. Basischere Feldspathe als Andesin dürften in den Granitporphyren nicht vorkommen, sind jedenfalls bisher darin nicht nachgewiesen. Das Mengenverhältniss von Orthoklas und Oligoklas (so mögen die Kalknatronfeldspath-Einsprenglinge genannt werden) ist ein wechselndes. Auf Grund der vorhandenen Erfahrungen kann man es als Regel aufstellen, dass die Menge des Orthoklas in geradem Verhältniss zur Acidität des Gesteins, in umgekehrtem Verhältniss zu der Menge von Biotit, Amphibol und Pyroxen steht, ohne dass jedoch eine derartige Beziehung eine zahlenmässige Genauigkeit besässe. — Die Eigenschaften dieser beiden Feldspathe sind so durchaus gleichartig, dass sie zum grossen Theil gemeinschaftlich behandelt werden können. — Der Idiomorphismus derselben ist ein vollkommener, soweit nicht mechanische (seltener chemische) Deformationen statthatten; die Begrenzung wird durch die Flächen P, M, T, l, y, seltener x, n, z, o gegeben; ihr Habitus ist bald säulenförmig durch P und M, bald tafelförmig durch M. Als geradezu charakteristisch gegenüber dem Feldspath der Granite kann man die grössere Häufigkeit des Schalenbaus bezeichnen, die in einer oft höchst feinen Zonarstructur der Durchschnitte ihren mikroskopischen Ausdruck findet. Die Spaltbarkeit, Mikrostructur, Einschlüsse und Umwandlung der Feldspathe ist die gleiche, wie bei den Graniten. Auch bei dem Oligoklas ist die Kaolin- und Glimmerbildung die herrschende Art der Umwandlung; doch kommt, wohl unter Einfluss und Mitwirkung der aus dem Glimmer und den Bisilikaten stammenden Mg- und Fe-haltigen Lösungen, gelegentlich eine Metasomatose zu dichten, hellgrünen oder gelblichen Aggregaten von dem Charakter des Pyknotrop oder des Pseudophit vor, wie sie z. B. auch Liebisch von den Granitporphyren südlich der Dürren Fichte und zwischen Seydorf und der Annakapelle im Riesengebirge beobachtete. Die oft vorwiegend centrale, oder zonen- und streifenartig fortschreitende Verwitterung der Feldspathe ist mit einiger Sicherheit auf ursprünglichen Reichthum centraler oder zonar geordneter Interpositionen zurückzuführen; dieselben lassen sich nur sehr selten in den erhaltenen Resten mit

einiger Wahrscheinlichkeit ihrer Art nach bestimmen; doch scheinen neben Flüssigkeits- auch Glaseinschlüsse vorzukommen.

Mikroperthitische Verwachsungen von Orthoklas und Albit oder Orthoklas und Oligoklas sind mehrfach beobachtet, aber doch wohl bei Weitem nicht so häufig, wie bei den Graniten. — Ebenso ist auf die grosse Seltenheit beziehungsweise das Fehlen des Mikroklines als eines charakteristischen Unterschiedes gegenüber den Graniten hinzuweisen; dieser Umstand nähert die Granitporphyre den mineralogisch und chemisch ihnen äquivalenten Ergussgesteinen.

Die Quarz-Einsprenglinge der Granitporphyre sind durchaus idiomorph und zeigen das Dihexaëder, meistens mit schmalem, gelegentlich auch (Seewen, Bodegang bei Wendefurth, Elba etc.) auffallend breitem Prisma. Eine Eigenthümlichkeit, die fast constant wiederkehrt, ist die Auflösung eines der Begrenzung nach einheitlichen Krystalls in mehrere (2—4) Theile, welche verschiedenen, wahrscheinlich nach dem gewöhnlichen Gesetz zwillingsartig verbundenen Individuen, mit nicht ganz genau parallelen Hauptaxen angehören. Die leicht zu übersehende Erscheinung wird deutlich, wenn man den Durchschnitt langsam der Dunkelstellung nähert; es werden dann einzelne, ungefähr parallel der Hauptaxe gegen einander abgegrenzte Theile in etwas verschiedenen Azimuthen das Dunkelheitsmaximum erreichen. Von der auch in Granitporphyrquarzen viel verbreiteten undulösen Auslöschung, die ein Druckphänomen sein dürfte, unterscheidet sich diese Erscheinung durch die nicht stetig mit dem Ort wechselnde, sondern für jeden Theil constante Orientirung der Elasticitätsaxen, wodurch nicht eine ganz allmählig schattenhaft vorschreitende, sondern für die einzelnen Theilindividuen merklich und messbar verschiedene Auslöschung bedingt wird. — Die Umrisse der Quarzeinsprenglinge zeigen oft sehr unregelmässig buchten- und schlauchartige Einstülpungen, die mit Theilen der Gesteinsgrundmasse ausgefüllt sind und offenbar einer Corrosion der fertigen Individuen durch die Gesteinsmutterlauge ihren Ursprung verdanken. — Unter den Einschlüssen der Quarze herrschen, wie bei den Graniten, die Flüssigkeitseinschlüsse von überaus häufig dihexaëdrischer, und dann natürlich durch das ganze Individuum parallel orientirter Form, in denen auch hier würfelförmige Krystallisationen (Rothau in den Vogesen, Wheal Tremaine in Cornwall) sich nicht selten finden; ebenso kommen farblos nadelförmige Mikrolithe, die ihrem Brechungsvermögen nach nicht wohl dem Apatit angehören können, an mehreren Localitäten und hie und da

in zonarer Anordnung (Erzgebirge) vor. Ganz besonders charakteristisch aber ist das Auftreten von farblosen Glaseinschlüssen in Dihexaëderform in diesen Quarzeinsprenglingen der Granitporphyre. Dieselben sind niemals massenhaft, sondern entweder nur einzeln oder zu wenigen in einem Krystalle eingeschlossen. Diese Einschlüsse, welche Zeugniss ablegen von der schmelzflüssigen Natur der Gesteinsmutterlauge zur Zeit der Quarzbildung, wurden zuerst und werden am sichersten in den Granitporphyren von Beucha studirt; sie kommen jedoch vereinzelt in den meisten Granitporphyren, reichlicher in einigen Elvanen von Cornwall und Granitporphyren von augitgranititischer Zusammensetzung der Gegend von Rochesson in den Vogesen vor. Die Glaseinschlüsse sind allenthalben mit den Flüssigkeitseinschlüssen vergesellschaftet.

Die Quarze sind durchweg die jüngsten Einsprenglinge; dadurch erklärt es sich, dass sie manchen Gesteinen fehlen oder doch sehr nahezu fehlen, welche nach ihrer chemischen Zusammensetzung zu den Granitporphyren gehören. Bei solchen Gesteinen, welche dann zu den Syenitporphyren hinüberführen und die Continuität der ganzen Reihe granitporphyrischer Ganggesteine herstellen, hat eben die krystalline Entwicklung der Grundmasse begonnen unmittelbar nach Ausscheidung der Feldspatheinsprenglinge.

Die Grundmasse der Granitporphyre ist in allen Fällen wesentlich ein krystallines Gemenge von Quarz und Feldspath jüngerer Bildung, als die gleichen Mineralien unter den Einsprenglingen; das Korn dieses Gemenges wechselt vom makroskopisch feinkörnigen bis zum durchaus dichten. Darüber hinaus schwanken jedoch die Verhältnisse nicht unbeträchtlich. So sind manche Granitporphyrgrundmassen derart mit kleinen Biotitblättchen oder mit chloritischen Schuppen durchsetzt, dass man eine Wiederkehr nicht nur der Quarz- und Feldspath-, sondern auch der noch älteren Ausscheidungen für wahrscheinlich halten muss; das pflegt besonders bei quarzarmen Gesteinen der Fall zu sein. Anderen, zumal den kieselsäurereichen fehlt jede Spur einer zweiten Generation von Mg- und Fe-haltigen Mineralien. Unter diesen giebt es wiederum gewisse Vorkommnisse, in deren Grundmasse ein heller Glimmer mehr oder weniger reichlich in dünnen Blättchen und Rosetten vorhanden ist, andere die gar keinen oder doch nur sicher erkennbar secundären Muscovit führen. Das erstere scheint ausschliesslich oder doch sehr vorwiegend bei solchen Granitporphyren vorzukommen, unter deren Einsprenglingen die Hornblende und der Pyroxen

fehlen, das zweite findet sich anscheinend bei allen Varietäten und ist lediglich eine metasomatische Erscheinung. — Die relative Menge von Quarz und Feldspath in der Grundmasse der Granitporphyre schwankt einigermassen mit dem Kieselsäuregehalt des Gesteins und mit dem Vorhandensein oder Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen; doch herrscht allenthalben der Feldspath entschieden vor. Als durchaus charakteristisch darf es bezeichnet werden, dass der Feldspath der Grundmasse durchweg ungestreift ist oder doch sehr selten nur ein zwillingsgestreiftes Individuum vorkommt. Das ist zwar kein strenger Beweis für das Fehlen des Plagioklas, indessen wäre die Annahme eines ungestreiften Plagioklas in grösserer Menge auch mit dem specifischen Gewicht der Grundmasse nicht vereinbar. Man darf daher die Regel aufstellen, dass Kalknatronfeldspath in der Granitporphyrgrundmasse jedenfalls stark zurücktritt. Hiermit stimmt wiederum, dass auch unter den Einsprenglingen der Plagioklas entschieden älter als Orthoklas und oft in diesem eingeschlossen ist. — Von selteneren Ausnahmefällen abgesehen ergiebt sich demnach, dass die Granitporphyrgrundmasse wesentlich durch eine spätere Wiederkehr der Orthoklas- und Quarzbildung entstanden und bedingt ist.

Die structurelle Ausbildung der Grundmasse lässt mehrere, wenn auch durch Zwischenformen verknüpfte, so doch ziemlich selbständige und verschiedene Typen unterscheiden. Als den normalen Typus kann man denjenigen bezeichnen, bei welchem der Grundmassenfeldspath in kurz rectangulären oder angenähert quadratischen Durchschnitten vollkommen idiomorph ist, während der Grundmassenquarz, in welchem bisher niemals Glaseinschlüsse beobachtet wurden, in allotriomorph eckigen Partien die Interstitien der Feldspathkryställchen ausfüllt. Das ist z. B. die Structur der Grundmasse in den Granitporphyren der Leipziger Gegend, von Alte Maass bei Herges, sowie in manchen Harzer Granitporphyren der Gegend von Wernigerode. Auch in den Vogesen ist derselbe bisweilen in seltener Reinheit ausgebildet (Xonrupt bei Gerardmer, Rupt u. a. O). Seltener nimmt auch der Grundmassenquarz eine angenähert dihexaëdrische bis rundliche Form an. Solche Idiomorphie des Quarzes ist charakterisch für die saureren Gesteinsformen und dann ist fast stets eine dritte Quarz- und Feldspath-Generation in allotriomorph körnigem Gemenge (Elvane vieler Fundorte) oder in einer granophyrischen Durchdringung vorhanden, welche bei gewissen effusiven Quarz-Feldspathgesteinen verbreitet ist (Rothau im Unterelsass,

Brotterode in Thüringen). — C. Schmidt beschreibt einen sich randlich zu Quarzporphyr verdichtenden Gang von Granitporphyr aus dem Thale der Sallanche, in dessen wohl aus Biotit hervorgegangenen Chloritblättchen Anataskrystalle liegen. Von einer der quarzporphyrischen Verdichtungen an den Salbändern wird angegeben, dass die Grundmasse nur aus Quarz und Muscovit bestehe, während Feldspath nicht sicher erkannt werden konnte. Das ursprüngliche Fehlen des letzteren wäre kaum verständlich; man würde zur Erklärung wohl Umwandlung in Muscovit annehmen müssen.

Bei einem zweiten Grundmassen-Typus ist ebenfalls nur eine zweite Generation von Quarz und Feldspath vorhanden, aber beide Mineralien sind allotriomorph und bilden ein regellos körniges Gemenge. Diese Ausbildungsform scheint besonders bei sehr dichten Grundmassen von hoher Acidität und bei solchen mit reichlichem Muscovitgehalt vorzukommen. Sie findet sich häufig bei den vogesischen Vorkommnissen, am Bodegang im Harz und sonst. Auch hier entwickeln sich Varietäten mit zwei wohl erkennbaren Generationen von Quarz und Feldspath in der Grundmasse; die letzte Generation ist dann seltener durch granophyrische Durchdringung von Quarz und Feldspath, als durch sphärolithische und pseudosphärolithische Bildungen charakterisirt. Die Sphärolithe sind nach dem Habitus und dem optisch negativen Charakter mit grosser Wahrscheinlichkeit reiner Feldspath, die Pseudosphärolithe sind heterogene Sphäroide, die aus einem Gemenge von Quarz- und Feldspathstrahlen bestehen dürften und bei den Quarzporphyren des Weiteren beschrieben werden sollen. Die Gesteine des Bodeganges (Kestenthal, Ludwigshütte u. a.) und die vom Rothenberg bei Wernigerode liefern gute Beispiele. Hie und da kommt auch die granophyrische und sphärolithische Entwicklung der dritten Generation neben einander vor.

Die Zwischenstellung des Granitporphyrs zwischen Granit und Quarzporphyr geht deutlich aus einer Beobachtung von Hague hervor. Er beschreibt einen sich stockförmig erweiternden, viele Apophysen aussendenden Granitporphyrgang im cambrischen Kalk (Pogonip limestone) des Eureka-Districtes in Nevada, welcher nach den Salbändern hin und in den schmalen Apophysen in echten Quarzporphyr übergeht unter Verlust seines Amphibol- und Abnahme seines Biotitgehaltes, während die centralen Theile der stockförmigen Erweiterung fast vollkommen granitische Structur annahmen. — In schönster Mannichfaltigkeit zeigt der von Lossen beschriebene

Bodegang im Harz die Structurformen eines granitporphyrischen Ganggesteins; hier fehlt auch nicht die nächst zu besprechende, wohl an basischere Schlieren gebundene Form.

Ein dritter Typus wird durch die kurz- aber deutlich leistenförmige Gestalt der Grundmassefeldspathe charakterisirt; derselbe scheint vorwiegend bis fast ausschliesslich auf die quarzarmen Granitporphyre beschränkt zu sein, die sich durch einen grossen Reichthum an braunem Glimmer auszeichnen, wie sie z. B. in der Gegend von Rochesson und Etival vorkommen. Dieser Typus zeigt auffallende Anklänge an den Habitus der lamprophyrischen Ganggesteine, zumal an die Minetten. Derselbe findet sich jedoch auch an einem Granitporphyr aus der Umgebung des Titisees im Schwarzwalde, der viel Quarzeinsprenglinge, aber wenig Quarz in der Grundmasse besitzt. Die Gesteine, welche diesen Habitus zeigen, sind möglicherweise keine eigentlichen Granitporphyre, sondern gehören streng genommen wohl eher zu den lamprophyrischen Ganggesteinen. Diese Vermuthung gründet sich besonders auf eine eigenthümliche Erscheinung bei den Quarzeinsprenglingen derselben. Die Form dieser ist oft auffallend gerundet oder eckig und um dieselben liegt dann fast durchweg ein Kranz von Augit- oder Hornblendenadeln, der sehr an die gleichen Kränze um mechanische Einschlüsse basischer Effusivgesteine (Basalte u. s. w.) erinnert*. Auch die grossen Feldspatheinsprenglinge dieser Gesteine besitzen oft eine eigenthümliche Trübung der peripherischen Theile, wie man sie ebenso von mechanisch aufgenommenen Feldspathen in Effusivgesteinen kennt. Diese Phänomene lassen sich gut an dem in Sammlungen verbreiteten Aschaffit Gümbel's (Bavaria IV. Bd. 11. Heft. S. 23. München 1865) aus dem Spessart studiren. Auch dieses Gestein wird nach freundlicher brieflicher Mittheilung von Hern Dr. Chelius in Darmstadt wohl zu den lamprophyrischen Ganggesteinen zu stellen sein und verdankt seinen Quarz- und Feldspathgehalt z. Th. den durchbrochenen Gneissen.

An accessorischen Gemengtheilen sind die Granitporphyre nicht eben reich. Chelius erwähnt Titanit als constanten Übergemengtheil in den mächtigen Gängen dieses Gesteins im nördlichen Odenwald bei Niedermodau, Einsiedel, Treisa und in der Mordach, deren

* Schwerdt beobachtete in einem Granitporphyr, der als Facies von Amphibolgranitit in dem Engpass des Taug-hö an der Strasse von Sai-ma-ki nach Mukden, China, auftritt, Hornblendekränze, welche nicht Quarzindividuen, sondern Theile der Gesteinsgrundmasse umranden und einschliessen. Diese Hornblendekränze werden ihrerseits von Magnetit, Zirkon, Titanit und Apatit kranzförmig umwoben.

Salbänder oft flasrig erscheinen. — Cordierit und Granat kommen, ersterer zumeist in der Pinitpseudomorphose, mehrfach vor, so im Schwarzwald bei Triberg, im Harz bei Wernigerode und in der Gegend von Markirch im Oberelsass. In den sächsischen Vorkommnissen der Gegend von Leipzig wird nur Granat erwähnt; Liebisch fand in denen des Riesengebirges (Porphyre G. Rose's), welche den Granitit durchbrechen, Orthit. — Topas und Cassiterit scheinen auf einzelne Elvane (schön bei Vaulry) beschränkt zu sein. — Durch ihre Einschlüsse von Fragmenten durchbrochener Gesteine sind die Vorkommnisse der Leipziger Gegend (Grauwacken, Schieferhornfelse) und die thüringischen von Bad Liebenstein und dem Fuchsstein bei Klein-Schmalkalden (Porphyrite) interessant. — Turmalin ist allenthalben gelegentlich vorhanden (Bodegang, Seewen im Oberelsass), besonders reichlich in den Elbaer Vorkommnissen.

Mechanische Deformationen, wie sie die Einsprenglinge öfter erkennen lassen, zeigen sich in der Grundmasse selten in deutlich erkennbarer Form. Ich rechne hierher die gelegentlich an den Salbändern zu beobachtende Flaserstructur, welche der ganzen Erscheinung nach wohl nicht als ein Fluidalphänomen aufgefasst werden kann und die oft auffallend schlierige Vertheilung von Biotitstriemen in der Grundmasse (Geising bei Altenberg). — Chelius beschreibt an den Granitporphyren des nördlichen Odenwalds sehr deutliche und weitgehende mechanische Deformationen der Einsprenglinge und der Grundmasse, die er allerdings z. Th. als Fluidalphänomene zu deuten geneigt scheint*.

---

* Eine sehr interessante Beobachtung findet sich bei Chelius in der Beschreibung der mechanischen Deformationen des Granitporphyrs von der Glashüttenmühle in der Mordach bei Eberstadt. Ich kann mir nicht versagen, die ganze bezügliche Stelle (l. c. pag. 35) anzuführen: „Gegenseitige Zertrümmerungen der Feldspathkrystalle sind oft zu beobachten. Gelbgrüner Magnesiaglimmer und grüne Hornblende winden sich mit der Grundmasse in Bändern um die Feldspathe, so dass wohl eine Fluidalbewegung anzunehmen ist, da das Gestein makroskopisch keine Flaserstructur erkennen lässt. An schmalen Zonen zwischen den Einsprenglingen zeigen die Körner der Grundmasse ein deutliches Aneinanderdrängen in ihrer Längsrichtung. Die Grundmasse ist feinkörniger als in den vorher beschriebenen Gesteinen. In engen Zwischenräumen mehrerer an einander stossender Feldspathe oder zwischen grösseren Glimmer- und Hornblendeansammlungen wird jedoch das Korn der Grundmasse um das Doppelte grösser. Die Quarzkörner zeigen dann eigenthümliche Striemen und die Feldspathkörner der Grundmasse erweisen sich zum Theil als Mikroklin." — Diese Schilderung ist um so werthvoller, als sie offenbar ohne jede Beeinflussung von theoretischen

Höchst auffällige Verbindungen von basischen Eruptivmassen mit Granitporphyren in denselben Gangspalten beschreibt Prings-heim aus der Gegend von Liebenstein; dieselben erinnern an die Beobachtungen von Svedmark an Quarzporphyren und Diabasen in Schweden.

Contactphänomene sind an Granitporphyren bisher nicht beschrieben worden.

Familie der Syenitporpyhre.

Als Syenitporphyre sind hier solche Ganggesteine bezeichnet, die bei vorwiegend feldspathiger Zusammensetzung in einer dichten, fast stets für Auge und Loupe unauflösbaren, bald röthlichen bis braunen, bald graugelben oder graugrünen Grundmasse viel Feldspatheinsprenglinge und weniger Einsprenglinge von Mg- und Fe-haltigen Gemengtheilen besitzen. Ihre Structur ist durchweg eine holokrystallin porphyrische, wie diejenige der Granitporphyre, mit denen sie auch die häufige Verfeinerung des Kornes nach den Salbändern der Gänge hin theilen. Damit ist gelegentlich eine Abnahme in der Menge der Einsprenglinge und ihrer Grösse verbunden. Das Charakteristische gegenüber den Granitporphyren liegt in dem Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen und dem spärlicheren Auftreten dieses Minerals in der Grundmasse. Den meisten Syenitporphyren ist es eigen, dass unter den Feldspatheinsprenglingen zwillingsgestreifte Plagioklase reichlich, oft bis zu gleichen Theilen und mehr noch als ungestreifte vorkommen. Durch die Zunahme dieser entwickeln sich Übergänge zu den Dioritporphyriten. Mit den Granitporphyren sind sie durch gelegentliches Anwachsen des Quarzgehaltes in der Grundmasse verbunden. Erfahrungsgemäss wird die Grundmasse der Syenitporphyre kaum je deutlich, oder doch so grobkörnig, wie dieses bei Granitporphyren so häufig der Fall ist.

Vorstellungen gegeben wird. Das Auftreten des sonst den Granitporphyren fremden Mikroklin in Zonen starken Druckes, der doch nicht stark genug war zur Zertrümmerung und Zerreibung der Grundmasse, kann von grosser Bedeutung für die Auffassung dieses Feldspaths in den Tiefengesteinen und krystallinen Schiefern werden.

Die ganzen Studien Chelius' sind für die Granitporphyre von grosser Bedeutung. So beobachtete er auch offenbar Anhäufungen von älteren Ausscheidungen zu „dunkelgrünen, dioritartigen Pseudo-Einschlüssen von rundlichen und eckigen Formen" im Granitporphyr vom Schlossberge bei Niedermodau in halber Höhe des Aufstiegs von der Modaumühle.

Die im Allgemeinen kleineren Feldspatheinsprenglinge sind gewöhnlich säulenförmig nach der Klinodiagonalen, recht selten tafelförmig nach M und zeigen, wenn frisch, ebenso wie in den Granitporphyren zonare Structur. Doch sind frische Feldspathe in den der hier gegebenen Beschreibung zu Grunde gelegten Typen der Vogesen, welche gangförmig in den Devon- und Culmschichten dieses Gebirges und den diesen Formationen eingeschalteten Tiefengesteinen aufsetzen, recht selten. Ihre Farbe ist bald roth durch feinvertheiltes staubförmiges Eisenerz, bald grünlich oder gelblichgrün durch Epidot, dessen häufige Neubildung für die ganze Gesteinsgruppe geradezu charakteristisch ist. Die normale Verwitterung zu Kaolin ist bei der Rothfärbung der Feldspathe verbreiteter, als bei der Epidotisirung. — Die meistens schmal leistenförmigen Plagioklase gehören nach ihrem optischen Verhalten den saureren Gliedern der Plagioklasreihe an: sie verwittern in derselben Weise, wie die Orthoklase und zumal die Epidotisirung ist sehr verbreitet; auch Calcit ist oft durch die ganze Feldspathmasse, wie auch durch das gesammte Gestein fein vertheilt.

Von nicht feldspathigen Gemengtheilen erscheinen Hornblende, Magnesiaglimmer und Augit unter den Einsprenglingen; selten ist eines dieser Mineralien allein vorhanden, aber es herrscht doch meistens eines derselben derart vor, dass man danach eigentliche oder Hornblendesyenitporphyre, Glimmersyenitporphyre und Augitsyenitporphyre unterscheiden könnte. Die Hornblendesyenitporphyre sind in den nördlichen Vogesen, in dem Gebirgsstock des Hochfeldes (Umgebung von Hohwald im Andlauthal und bei St. Nabor unter St. Ottilien) und im oberen Breuschthale bei Saales verbreitet, die Glimmersyenitporphyre herrschen in den südlichen Vogesen in der Umgebung von Gerardmer, Remiremont, St. Maurice, Felleringen als der häufigere Typus. Die sehr selten frische Hornblende von grüner, auch wohl braungrüner Farbe bildet kurz säulenförmige Krystalle, die in der Prismenzone stets die gewohnten Flächen in scharfer Ausbildung zeigen, terminal weniger scharf durch ein flaches Dach begrenzt werden und nicht selten die Zwillingsbildung nach $\infty P\breve{\infty}$ besitzen. In einigen Vorkommnissen (hinteres Pfriemthal bei St. Nabor) zeigt die grüne Hornblende in Querschnitten das achtseitige Augitprisma und wäre demnach Uralit. Braune Farbe fand ich nur an der Hornblende eines überraschend frischen Syenitporphyrs von Yporanga im Ribeira-Thale, Prov. S. Paulo, Brasilien; dieselbe zeigte Begrenzung durch

110.100.010.11Ī. Chloritisirung unter Ausscheidung von Epidot ist die normale Art der Umbildung und in den vogesischen Vorkommnissen meistens bis zur fast vollständigen Verdrängung des Amphibols vorgeschritten. Neben Hornblende ist Biotit fast stets, Augit seltener, gelegentlich auch beide Mineralien unter den Einsprenglingen vorhanden.

Der, soweit nicht chemische oder mechanische Deformationen verändernd eingriffen, stets streng idiomorphe Magnesiaglimmer bildet sechsseitige Tafeln von brauner bis rothbrauner Farbe, mit denselben Eigenschaften, wie in den Granitporphyren. Auch er wird leicht in grünen Chlorit umgewandelt und besitzt die gewöhnlichen Einschlüsse von älteren Ausscheidungen, zumal Zirkon und Apatit. Dieser braune Glimmer ist bei weitem der häufigste dunkelgefärbte Einsprengling. Neben demselben tritt in den Vogesen (Sapois, Felleringen etc.) ganz constant ein hellgrüner Pyroxen in prismatischen Krystallen der Diopsidform auf, welcher sich ebenfalls in Chlorit oder in Serpentin oder in ein Gemenge dieser beiden Substanzen umwandelt, wobei der Chlorit sehr oft in zierlichen Sphärokrystallen ausgebildet ist. Zwillinge nach 100 sind bei dem Augit sehr verbreitet, auch pinakoidale Spaltbarkeit neben prismatischer mehr oder weniger deutlich vorhanden.

Wo Augit der herrschende, nicht feldspathige Gemengtheil unter den Einsprenglingen ist, hat er ebenfalls zumeist den Diopsidhabitus und grüne Farbe; doch kommt er auch in bräunlichvioletten oder grünlichbraunen Individuen in diesem Falle vor (Albany, N. H., und S. Paulo, Brasilien).

An accessorischen Einsprenglings-Mineralien sind die Syenitporphyre sehr arm. Nur in den sehr granitporphyrähnlichen Glimmersyenitporphyren der Südvogesen ist Titanit einigermassen verbreitet; Olivin kommt spärlich dann vor, wenn Augit das herrschende Bisilikat ist (Albany, Yporanga). — Dagegen führen alle Syenitporphyre ganz ebenso, wie die mineralogisch entsprechenden Tiefengesteine etwas Zirkon, meistens reichlich Apatit und schwankende Mengen von Eisenerzen. Die beiden erstgenannten Mineralien erweisen sich durch Idiomorphismus und durch ihr Auftreten als Einschluss in allen andern Componenten, das Eisenerz weniger durch seine Form als durch den letzteren Umstand, als die Erstlinge der Gesteinskrystallisation. Da das Eisenerz sehr oft die Umrandung durch körnige, oder seltener durch stenglige Titanitaggregate zeigt, so dürfte es zum Ilmenit oder zu titanhaltigem Magnetit gehören.

Statt des Titanits oder neben demselben entwickelt sich gelegentlich auch Rutil aus dem Eisenerz, wie z. B. in den Syenitporphyren von der Kirche Trautenstein bei Elbingerode am Harz. Seine Form ist diejenige dicker Körner oder kurzer Säulen, während er dort, wo er bei der Zersetzung des Magnesiaglimmers entsteht, allenthalben lange und sehr dünne Nadeln bildet.

Auf die Ausscheidung des Zirkons, des Apatits und der Erze erfolgte die Krystallisation des Titanits und Olivins, wo diese vorhanden sind, dann diejenige des Glimmers und der Bisilikate, endlich diejenige der Feldspathe. Damit schloss der erste Act der Verfestigung der Syenitporphyre ab. In einer darauf folgenden Periode entwickelte sich die Grundmasse.

Diese besteht allenthalben vorwiegend aus Feldspath; derselbe bildet bei normaler Ausbildung kurz rectanguläre Durchschnitte, die nur bei hohem Glimmergehalt des Gesteins gelegentlich angenähert leistenförmig werden. Der ungestreifte Feldspath herrscht ganz entschieden vor; ja in sehr vielen Syenitporphyrgrundmassen sucht man vergeblich nach gestreiften Feldspathen. — Nächst Feldspath ist Quarz der constanteste Gemengtheil der Grundmasse. In manchen Syenitporphyren kehrt in der Grundmasse die Bildung von Glimmer, Augit oder Hornblende nicht wieder; in anderen finden sich diese Gemengtheile in zweiter Generation und sehr kleinen Individuen ziemlich reichlich. Sie sind dann sehr oft in Chlorit und Carbonate umgewandelt und bisweilen kaum oder gar nicht mit Sicherheit aus der Form dieser Pseudomorphosen zu bestimmen. — Farbloser Glimmer scheint nur in den recht quarzreichen, den Granitporphyren genäherten Vorkommnissen aufzutreten. Seine Ursprünglichkeit ist zweifelhaft.

Die Structur der Grundmasse ist durchaus ähnlich derjenigen der Grundmasse der Granitporphyre und die dort besprochenen Typen kehren hier sämmtlich wieder. Die verbreitetste Ausbildung ist es, dass die Feldspathe der Grundmasse durchweg idiomorph sind, bei meistens kurz rectangulärer, selten etwas leistenförmiger Ausbildung. Die winzigen Intervalle derselben werden bald von allotriomorphem Quarz, seltener von granophyrischen Quarz-Feldspath-Verwachsungen, etwas häufiger von Feldspathsphärokrystallen (Pfriemthal bei St. Nabor) ausgefüllt. — Das Korn dieser Grundmasse wird nicht selten so fein, dass in der Dicke auch eines sehr dünnen Präparats noch mehrere Schichten von Gemengtheilen über einander liegen. Dann sieht man durch jede höhere Schicht hin-

durch auch die tieferen und erhält damit den Eindruck sehr unregelmässiger, allotriomorpher Begrenzung der Gemengtheile. Die Betrachtung der dünnsten Ränder zeigt jedoch, dass auch hier eine durchaus idiomorphe Entwicklung der Feldspathe vorliegt. — Es giebt jedoch Gesteine, in denen allerdings die Feldspathe der Grundmasse durchweg allotriomorph sind, so in den Vogesen, wie im Odenwald (Modau). Wenn diese Structurform, die selten auch bei Granitporphyren beobachtet wurde, eine primäre ist, so müsste man an sehr rasche Krystallisation der Grundmasse denken. Nun aber zeigen derartige Gesteine (sehr deutlich dasjenige von Modau) zugleich mehr oder weniger deutlich eine randliche Zertrümmerung der Feldspathleisten, sowie eine flasrige Anordnung des zu Schlieren ausgezogenen Glimmers und man ist daher vielleicht berechtigt, in dieser Structur ein mechanisches Phänomen zu erblicken. Die Anordnung des Glimmers ist sicher ein mechanisches Phänomen; man erkennt das durch den Vergleich mit manchen Randfacies anderer Gesteine, welche ebenfalls eine Parallelstellung des Glimmers erkennen lassen. Aber hier fehlt die randliche Zertrümmerung der Feldspathe und die Glimmertafeln (auch Augitsäulen) zeigen keinerlei Deformation; die Anordnung ist danach wohl eine fluidale und durch die Bewegung des Eruptivmagmas in den Spalten zu erklären. Die Einsprenglinge schwammen bereits in demselben als fertige Gebilde.

Hornblendesyenitporphyre, wie sie hier aus den Vogesen des Unter-Elsass beschrieben wurden, aber mit sehr reichlichem Glimmer kommen auch im südlichen Schwarzwald bei Schönau vor. Doelter beschreibt verwandte Ganggesteine aus dem Monzonit vom Nordabhang der Ricoletta und aus der Gegend von Predazzo und v. Lasaulx aus dem Vicentinischen bei Pieve. Letzterer Autor erwähnt von den Orthoklasen dieses Gesteins Zwillinge nach oP und konnte aus der Grundmasse desselben amorphes Kieselsäurehydrat durch Behandlung mit Kalilauge ausziehen. Wahrscheinlich gehört hierher auch ein von Vrbá beschriebenes Gestein vom Igallikо-Fjord in Grönland (S. W. A. 1874. LXIX. 16).

Auch die Glimmersyenitporphyre der Südvogesen kehren im Schwarzwald in der Umgebung von Triberg als Gänge im Gneiss wieder. Unterscheidend ist der von Williams beobachtete Umstand, dass diese Gesteine neben Magnesiaglimmer keine Bisilikate (Augit oder Amphibol) erkennen liessen. — Ebenso treten hierher gehörige Gesteine im Harz bei Wernigerode auf, welche aber neben Glimmer auch in Chlorit oder Serpentin umgewandelte Bisilikate ent-

halten. — Auch in Portugal kommen verwandte Gesteine in der Gegend von Elvas und Campo Maior vor; sie nähern sich durch Glimmerreichthum und mehr leistenförmige Feldspathe etwas den Minetten. Ihr Glimmer enthält in nicht mehr frischem Zustande oft viel Eisenglimmerblättchen, wie das auch sonst in dieser Familie von Ganggesteinen wohl vorkommt. — Der Glimmer ist grün in einem den Granitporphyren genäherten Glimmersyenitporphyr des Modauthals im Odenwald. — Zu den Glimmersyenitporphyren wird wohl auch der von Brögger beschriebene „porphyrartige Glimmersyenit" von Bygdö und die mit ihm verwandten Ganggesteine der Gegend von Christiania gehören. Die Grundmasse besteht aus leistenförmigem Feldspath mit etwas Quarz. Interessant ist es, dass den Salbändern des Ganges zunächst das stark verdichtete Gestein nach seiner mineralogischen Zusammensetzung eine porphyritische plagioklasreiche Facies entwickelt hat.

Augitsyenitporphyre sind mir bekannt worden von Albany, N. H.; neben Augit, dessen Einsprenglinge violettbraun sind, während er als Gemengtheil der Grundmasse hellgrün ist, findet sich in einem Handstücke auch ein blaues Amphibolmineral. — Als einen sehr hornblendereichen Augitsyenitporphyr kann man das oben erwähnte Gestein von Yporanga in S. Paulo, Brasilien, bezeichnen.

Familie der Elaeolithsyenitporphyre.

Die spärlichen Vorkommnisse dieser Gesteine in der Umgebung von Predazzo (Malgola, Mulatto, Viezena) enthalten Einsprenglinge von rothem Orthoklas in Leistenform, grünen, zu Liebenerit (wesentlich Kaliglimmer) veränderten Nephelin in kurzen hexagonalen Säulen und sehr selten chloritisch umgewandelte Hornblende (?) oder Glimmer (?) in einer dichten rothen bis rothbraunen Grundmasse. Die letztere ist sehr stark mit Limonit durchtränkt und daher schwer mit Sicherheit zu bestimmen. In den meisten Handstücken besteht sie ausschliesslich aus ungestreiften Feldspathleistchen, die ebenfalls kaolinisirt oder zu Muscovit umgewandelt sind, und zwischen denen (wohl secundärer) Quarz eingekeilt ist. In anderen Handstücken kommen Durchschnitte von angenähert quadratischer und hexagonaler Form neben den herrschenden Feldspathleisten vor, die vielleicht auf Elaeolith gedeutet werden können, aber ebenfalls bereits hochgradig verändert und nicht mehr bestimmbar sind. Sie scheinen gleichfalls in Glimmer oder Kaolin umgewandelt zu sein. In denselben Handstücken glaubt man zwi-

schen den Feldspathleisten oft eine isotrope, von Eisenhydroxyd getrübte Substanz zu erkennen; doch ist auch diese Bestimmung keine sichere.

Doelter (Jahrb. k. k. Reichsanstalt 1875. XXV. 226) beschreibt einen Elaeolithsyenitporphyr vom Nordabhang des Pesmeda-Berges, in welchem der Elaeolith nur in der Grundmasse, nicht als Einsprengling vorkommen soll. Das wäre eine sehr auffallende und gegen sonstige Erfahrungen verstossende Reihenfolge der Krystallisationen in holokrystallin porphyrischen Gesteinen. — J. Heinemann erwähnt (Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879. S. 27) eines bei dem Bau der Chaussée Segeberg — Lübeck gefundenen erratischen Blocks, welcher dem Viezena-Gestein auffallend ähnelt.

Als Randfacies von Elaeolithsyeniten sind Elaeolithporphyre in der Serra de Caldas, Minas Geraes, Brasilien, entwickelt.

Die Gieseckit-Porphyre Grönlands mit brauner (Nunasoruaursak in der Bai Kangerdluarsuk) oder grünlichgrauer Grundmasse (Igalliko-Fjord) dürften ebenfalls hierher gehören. Eine genauere Beschreibung derselben fehlt noch.

Familie der Dioritporphyrite*.

Unsere Kenntniss von einer dioritporphyritischen Gangformation ist noch eine sehr fragmentare. Genauere Beschreibungen, die sich auf geologisch sicher constatirte Vorkommnisse beziehen, liegen nur vor von Becke (l. c.), Gümbel (Palaeolithische Gesteine des Fichtelgebirges. S. 42 und Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. S. 188), vom Rath (Z. D. G. G. 1873. XXV. 180) und Williams (l. c.). Es ist daher zur Zeit nicht thunlich, eine allgemein gültige Darstellung von zusammenfassenden Gesichtspunkten aus zu geben. Es lässt sich jedoch schon heute absehen, dass ähnlich, wie in den granitporphyrischen Ganggesteinen der Alkalifeldspathe eine quarzhaltige Reihe (Quarzdioritporphyrite) und eine quarzfreie (Dioritporphyrite) vorliegt; auch scheint es, dass in ähnlicher Weise, wie bei den eigentlichen Granitporphyren die mineralogische Constitution der verschiedenen Granitarten wiederkehrt, auch bei

* Die Bezeichnung Porphyr ist in diesem Buche nur für gewisse Structurformen von Alkalifeldspathgesteinen gebraucht, während die Bezeichnung Porphyrit für die analoge Structurform bei Gesteinen der Kalknatronfeldspathe verwandt wurde. Das Vorhandensein oder Fehlen von Quarz wurde dabei nicht berücksichtigt.

den Dioritporphyriten mineralogisch dieselben Mineralcombinationen wiederkehren, welche sich unter den Dioriten finden.

Zu den Quarzdioritporphyriten oder vielleicht noch exacter zu den Quarzglimmerdioritporphyriten würden nach Gümbel's Beschreibung und nach den mir vorliegenden Proben die von ihm Palaeophyre genannten Ganggesteine des Fichtelgebirges gehören. Dieselben durchsetzen bei Ludwigstadt am Thünahof, bei Steinbach an der Heide und in dem Steinbachthal oberhalb Falkenstein in schmalen Gängen die Silurschichten. Es sind im Ganzen röthliche Gesteine, deren Einsprenglinge aus einem zonar struirten Plagioklas der Oligoklasreihe (nach einer Analyse von Loretz), aus braunem Magnesiaglimmer, braun durchsichtiger Hornblende und Quarz bestehen. Der Glimmer ist meistens zu Chlorit und etwas Epidot umgewandelt und scheidet dabei Titanmineralien aus; in einem Gestein von Falkenstein war das letztere nach Form ($\infty P . P . oP$), Grad und Charakter der Doppelbrechung und Spaltbarkeit als Anatas zu erkennen. Auch die Hornblende ist fast immer stark chloritisirt. Der Idiomorphismus aller dieser Einsprenglinge ist ein sehr hoher, wenn man von mechanischen Brechungen und Knickungen absieht. Dagegen ist der Quarz oft sehr stark chemisch corrodirt, voll Einbuchtungen der Grundmasse und mit gerundeten Kanten und Ecken; es mag das mit dem niedrigen SiO_2-Gehalt des Gesteins zusammenhängen. Die Grundmasse, welche stark mit Limonit und Calcit durchtränkt ist, besteht aus einem Aggregat von durchaus idiomorphem Feldspath, der fast durchweg ungestreift ist. Eine Wiederkehr der Glimmer- und Hornblendebildung scheint nicht stattgehabt zu haben. Dagegen ist nicht selten eine dritte Feldspathgeneration ohne idiomorphe Begrenzung und dann reichlich mit Quarz gemengt erkennbar; wo diese dritte Generation fehlt, findet sich Quarz zwischen die kurzen Feldspathleisten der zweiten Generation eingeklemmt.

Einen normalen Dioritporphyrit beschreibt Linck gangförmig aus der Grauwacke von Weiler bei Weissenburg. Derselbe tritt zusammen mit syenitischen und dioritischen Lamprophyren auf.

Becke beschreibt einen aschgrauen Quarzdioritporphyrit aus der Gegend von Steinegg in Niederösterreich, der einen 2—3 m mächtigen Gang in Granulit bildet. Unter den Einsprenglingen sind schon mit blossem Auge Plagioklase, Quarz und Magnesiaglimmer zu erkennen. Der nach seinen Auslöschungsschiefen auf M und P als Andesin bestimmte Kalknatronfeldspath bildet nahezu

rechtwinklige, vorherrschend von P, M und y begrenzte Individuen mit vorzüglicher Zonarstructur und Zwillingslamellirung nach dem Albit- und Periklingesetz. — Der Quarz erscheint nicht in Krystallen, sondern in rundlichen Körnern, die stets von Hornblendekränzen umgeben sind. Dieser Umstand, sowie die verhältnissmässige Quarzarmuth der Grundmasse legen die Vermuthung nahe, der Quarz möge mechanisch aufgenommen, nicht aus dem Gesteinsmagma auskrystallisirt sein. — Der Magnesiaglimmer bildet grössere hexagonale Tafeln von derart zonarer Structur, dass man einen helleren grünlichbraunen Kern und eine dunkle schwarzbraune Hülle unterscheiden kann, und kleinere unregelmässige, oft aggregirte Schuppen. Er gehört zum Anomit, der hellere Kern ist deutlich zweiaxig, die dunkle Hülle anscheinend einaxig; er umschliesst Apatit und Zirkon und wandelt sich in ein Gemenge von Chlorit und Epidot um. Als weitere Einsprenglinge lässt das Mikroskop langprismatische dunkle Hornblendekrystalle (c lauchgrün ins Blaugrüne, b lederbraun, a olivengrün, $c > b > a$), und blassgrünen Uralit mit oft noch erkennbaren, schwachbräunlichen Augitkernen sehen. — Die Grundmasse besteht aus einem holokrystallinen Gemenge von gestreiften und ungestreiften Feldspathkörnern nebst wenig Quarz, daneben reichlich eine zweite Generation von Glimmerblättchen und hellem Amphibol, dessen primäre oder secundäre Natur nicht sicher bestimmt werden kann. Neben Magnetit und Apatit beobachtet man auch spärliche unregelmässig begrenzte Titanitkörnchen. — Ein ganz ähnliches Gestein trifft man in Lesesteinen NO von der Ruine Kammegg im Norden von Gars.

Den Augitgehalt theilt mit diesem niederösterreichischen Quarzdioritporphyrit das von G. vom Rath aus palaeozoischen Schichten der Gegend von Catanzaro in Calabrien beschriebene Ganggestein, dessen Grundmasse, abweichend von dem normalen Verhalten, ein allotriomorph körniges Aggregat von gestreiftem und ungestreiftem Feldspath mit Quarz ist. Die für das niederösterreichische Vorkommen charakteristische, reichliche spätere Generation von Glimmer und Bisilikaten scheint hier zu fehlen. Die Umwandlung der Gemengtheile in Calcit, Chlorit und Epidot ist die gleiche. In dem Chlorit finden sich nicht selten dann dicke und kurze prismatische Krystalle und Körner von Rutil.

Der Zusammensetzung und Structur nach würde zu den Quarzdioritporphyriten auch das von Cossa (R. Accad. dei Lincei 1876. ser. 2. vol. III) beschriebene Gestein (Diorite quarzifera porfiroide)

von Cossato in der Gegend von Biella gehören. In einer grauen holokrystallinen Grundmasse aus idiomorphem ungestreiftem Feldspath und kleinen Quarzkörnern nebst etwas Hornblende liegen grosse Einsprenglinge von Oligoklas, Quarz, grüner und braungrüner Hornblende. Das Gestein würde ein sehr normaler Typus der Quarzdioritporphyrite sein, wenn dem seine geologische Erscheinungsform (sie ist mir unbekannt) entspricht.

Williams beschrieb als Glimmerdiorit vom Lippenhof im Schlegelthal zwischen Unter-Kirnach und Vöhrenbach im Schwarzwald einen typischen Glimmerdioritporphyrit, in dessen violettgrauer Grundmasse hexagonale Tafeln eines an Rutilnädelchen überreichen braunen Biotits und eines triklinen Feldspaths liegen. Augit und Hornblende fehlen vollständig; Apatit und Zirkon treten in scharf begrenzten Kryställchen auf. Die als Labrador nach mikrochemischen Reactionen, Dichte und optischer Orientirung bestimmten Feldspath-Einsprenglinge zeigen sehr deutliche Zonarstructur mit nach aussen abnehmender Basicität der Schalen. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus schmalen gestreiften Feldspathleistchen, die dem Oligoklas zuzurechen sind, und winzigen Biotitblättchen. Als dritte und letzte Generation findet sich ein innig gemengtes Aggregat von ungestreiftem Feldspath und Quarz. — Sehr nahe verwandt ist ein von Gümbel zu den Lamprophyren gestelltes, von Pöhlmann (L. J. B.-B. III. 81) als Quarzglimmerdioritporphyrit beschriebenes Ganggestein vom Ködelschutzteich zwischen Nordhalben und Tschirn im Fichtelgebirge.

Ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Structur nach würde man gern die von Dumont Chlorophyr genannten, zuletzt von de la Vallée-Poussin und Renard beschriebenen Gesteine von Quenast und Lessines in dem Silur der Ardennen und die von Stache und v. John bearbeiteten Dioritporphyrite und sog. Diorite des Gebiets der Zufallspitze, des Ortler und Suldnerferner hierher zählen. Doch muss man nach den geologischen Angaben der genannten Forscher diese Gesteine zu den effusiven Massen rechnen, von denen sie dann eine sonst vorwiegend bei Ganggesteinen oder an der Peripherie von Tiefengesteinen vorkommende Facies darstellen würden.

Aus der Vallée du Lys bei Bagnères de Luchon wurde mir ein Dioritporphyrit bekannt, in welchem die Einsprenglinge von gelbbrauner Hornblende (110 . 100 . 010) neben spärlichem Biotit an Menge den kleinen und recht basischen Feldspatheinsprenglingen

etwa gleichkommen. Die Grundmasse besteht aus einer zweiten Generation von reichlichem Biotit, spärlicher Hornblende in einem Gewebe von idiomorphem gestreiften und ungestreiften Feldspath mit wenig Quarz. Accessorisch tritt etwas Titanit auf.

Es dürfte auch hierher ein von Cossa und Mattirolo beschriebener Dioritporphyrit aus dem Silur von Iglesias in Sardinien gehören (Atti R. Accad. Torino 1881. XVI).

Zu den gangförmigen Dioritporphyriten sind auch mehrere von J. Roth beschriebene und von Gottsche gesammelte Gesteine von Korea zu rechnen. Sie durchbrechen krystalline Schiefer und wahrscheinlich cambrische Schichten.

II. c. Gruppe der lamprophyrischen Ganggesteine.

Literatur.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille. 1882.

Fr. Becke, Eruptivgesteine aus der Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. T. M. P. M. 1882. V. 147.

— Notizen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. T. M. P. M. 1885. VII. 250—255.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. 148—177. Strassburg i. Els. 1879.

T. G. Bonney and F. T. S. Houghton, On some micatraps from the Kendal and Sedbergh districts. Q. J. g. S. XXXV. No. 137. 165—179. 1879.

Raf. Breñosa, Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1884. XIII.

E. Cohen, Kersantit von Laveline. L. J. 1879. 858.

— Über einige Vogesengesteine. L. J. 1883. I. 199.

Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sect. Lössnitz und Schneeberg der geolog. Specialkarte d. Königr. Sachsen. Leipzig. 1881 und 1883.

E. Dathe, Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf in Schlesien. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1884. 562—573. Berlin. 1885.

H. von Foullon, Der Kersantit von Sokoly bei Trebitsch in Mähren. Verhdl. k. k. geol. R. 1883. No. 8. 124.

A. von Groddeck, Der Kersantitgang des Oberharzes. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1882. Berlin. 1883.

P. Groth, Das Gneissgebiet von Markirch im Oberelsass. Strassburg i. Els. 1877.

C. W. Gümbel, Die palaeolith. Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München. 1879.

B. J. Harrington, On some of the diorites of Montreal. Report on the minerals of some of the apatite bearing veins of Ottawa Cty. Q. Geol. Surv. of Canada 1878. 42—46. Montreal. 1879.

G. W. Hawes, On a group of dissimilar eruptive rocks in Campton, New Hampshire. Americ. Journ. XVII. Febr. 1879. 147—151.

E. Kalkowsky, Über einige Eruptivgesteine des sächsischen Erzgebirges. L. J. 1876. 134—160.

— Die Gneissformation des Eulengebirges. Leipzig. 1878.

A. von Lasaulx, Über sogenannte Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneissgranitplateau des Departements Puy-de-Dôme. L. J. 1874. 230—261.

K. Th. Liebe und E. Zimmermann, Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringens. Jahrb. k. pr. Landesanst. für 1885. 178—190. Berlin. 1886.
Th. Liebisch, Über die Granitporphyre Niederschlesiens. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 728.
G. Linck, Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Strassburg i. Els. 1884.
K. A. Lossen, Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss des Harzes. Jahrb. d. k. pr. geol. Landes-Anstalt für 1880. Berlin. 1881.
— Über Kersantit aus dem Unterdevon von Michaelstein bei Blankenburg. Z. D. G. G. XXXII. 1880. 445 u. 1882. XXXIV. 658.
Stan. Meunier, Le Kersanton de Croisic. C. R. 1884. XCIX. 1135. L. J. 1884. I. 426.
A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. Soc. géol. Fr. 3. VII. 1881. No. 11.
A. Michel-Lévy et H. Douvillé, Note sur le Kersanton. Bull. soc. géol. Fr. (3). 1876. V. 51—57.
O. Mügge, Glimmerporphyrit vom Steinacher Joch. L. J. 1880. II. 293.
R. Pöhlmann, Untersuchungen über Glimmerdiorite und Kersantite Südthüringens und des Frankenwaldes. L. J. B. B. III. 1884. 67 - 106.
— Gesteine aus Paraguay. L. J. 1886. I. 244—247.
H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. Els. 1877.
A. Sauer, Erläuterung zu Sect. Elterlein und Kupferberg der geolog. Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig. 1879 und 1882.
F. Schalch, Über einen Kersantitgang im Contacte mit Mikrogranit und Phyllit am Ziegenschachte bei Johann-Georgenstadt. L. J. 1884. II. 34.
— Erläuter. zu Sect. Geyer, Marienberg, Annaberg und Johanngeorgenstadt d. geolog. Specialk. des Königr. Sachsen. Leipzig. 1878, 1879, 1881 und 1885.
F. Schalch und A. Sauer, Erläuterungen zu Section Zschopau der geolog. Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig 1880.
M. Schröder, Erläuterungen zu Sectionen Zwota und Falkenstein der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884 u. 1886.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.
Th. Siegert und F. Schalch, Erläuterungen zu Sect. Burkhardtsdorf der geolog. Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig. 1879.
Alfr. Stelzner, Zwei Ganggesteine aus der Gegend von Tharand. Berg- und Hüttenmännische Ztg. 8. Febr. 1878. 48.
— Glimmerporphyrit aus dem Orescowitza-Thale im Banat. Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1878. 48.
A. E. Törnebohm, Minette fraan Jernskog i Vermland. Geol. For. Förhd. IV. 420 und V. No. 57. 9. 1880.
K. Vrbá, Die Grünsteine des Przibramer Erzreviers. T. M. M. 1877. 240—242.
E. Zickendrath, Der Kersantit von Langenschwalbach. Würzburg. 1875.
Ferd. Zirkel, Die Zusammensetzung des Kersantons. Ber. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. 21. Juli 1875. 200—209.

Gümbel gebrauchte zuerst die Bezeichnung Lamprophyr für eine im Fichtelgebirge, Thüringer Wald und Voigtland weit verbreitete Gruppe von Ganggesteinen, die bei ziemlich verschiedener minera-

logischer Zusammensetzung einen vom Granitischen bis zum Dichten wechselndem Habitus besitzen und deren Eruptionszeit in die Culmperiode fällt. Er giebt selbst an, dass in diese Gruppe Gesteine fallen, welche ihrer Zusammensetzung nach theils der Minette, theils dem Kersanton, Kersantit und Glimmerdiabas zugehören; die Zusammenfassung wird von ihm aus geologischen Gründen für nothwendig erachtet. Als gemeinschaftliche Charaktere bezeichnet er des Weiteren das Fehlen der Tuffbildungen und Mandelsteine, die leichte Verwitterbarkeit, die Neigung zu kuglig-schaliger Absonderung. An ihrer Zusammensetzung betheiligen sich (cf. Fichtelgebirge S. 189 sqq.) Alkali- und Kalknatronfeldspath, dunkler Glimmer, Hornblende, Augit, Magnetit, Pyrit, Apatit und ihre Umwandlungsproducte.

Ich adoptire die Gümbel'sche Bezeichnung Lamprophyr für eine dem gefalteten Gebirge angehörige Ganggesteinsformation, die bei wechselnder, theils den verschiedenen Syenit-, theils den Diorittypen entsprechender mineralogischer Zusammensetzung durch makroskopisch feinkörnige bis dichte, oder porphyrische Structur, durch im frischen Zustande graue bis schwarze Farbe und grosse Neigung zu Verwitterung unter reichlicher Entwicklung von Carbonaten charakterisirt ist. Bei porphyrischem Habitus sind es, von seltenen Ausnahmen und einzelnen Grenzformen abgesehen, die eisenhaltigen Mineralien der Glimmer-, Augit- und Hornblendefamilie, welche die Einsprenglinge bilden. Wo die mikroskopische Untersuchung wirkliche porphyrische Structur, d. h. Recurrenz gleichartiger Mineralbildungen in verschiedenaltrigen Generationen erkennen lässt, findet diese bei dem Magnesiaglimmer, Pyroxen und Hornblende, selten bei den Feldspathen statt. In diesem Verhalten liegt der charakteristische structurelle Unterschied gegen die granitporphyrischen Ganggesteine, für welche gerade die Wiederkehr der Feldspathbildung bezeichnend, eine solche der eisenhaltigen Gemengtheile gleichgültig ist.

Nach ihrem Feldspathgehalt kann man bei den lamprophyrischen Ganggesteinen solche mit herrschendem Alkalifeldspath und solche mit herrschendem Kalknatronfeldspath unterscheiden; beiden fehlt ein wesentlicher und nennenswerther Gehalt an primärem Quarz. Die erste Familie entspricht mineralogisch den syenitischen Tiefengesteinen und möge als die Familie der syenitischen Lamprophyre bezeichnet werden; — die zweite Abtheilung hat nach ihrem Mineralbestande die nächste Verwandtschaft mit den diori-

tischen Tiefengesteinen und kann daher diejenige der dioritischen Lamprophyre heissen. Diese beiden Hauptfamilien sind im Allgemeinen ziemlich scharf von einander abgegrenzt, wenngleich der schlechte Erhaltungszustand, der den meisten Vorkommnissen eigen ist, eine sichere Bestimmung oft erschweren, ja unmöglich machen kann. Es giebt aber auch hier Formen, in denen das Mengenverhältniss der beiden Feldspathe ein ziemlich gleichmässiges ist, so dass sie Bindeglieder zwischen den syenitischen und dioritischen Lamprophyren darstellen. — Die ausserordentlich nahe Verwandtschaft aller Glieder der Gruppe der lamprophyrischen Ganggesteine documentirt sich besonders dadurch, dass trotz der Verschiedenheiten im normalen und ursprünglichen wesentlichen Mineralbestande dieselben Eigenthümlichkeiten in der Association, in dem Gange der Zersetzung und in der Structur bei allen wiederkehren. So sind alle diese Gesteine im Allgemeinen apatitreich, arm an Zirkon und an oxydischen Eisenerzen (letztere fehlen einigen Vorkommnissen gänzlich); von den entsprechenden Tiefengesteinen scheidet sie die Seltenheit des Titanits, die Häufigkeit des Olivins als accessorischen Gemengtheils. Alle liefern bei der leicht eintretenden und rasch fortschreitenden Verwitterung in einem gewissen Stadium solche Mengen von Carbonaten (Calcit), dass man die Präparate derselben zunächst ätzen muss, um eine Beobachtung der Structur und des Mineralbestandes überhaupt zu ermöglichen; dabei besitzen alle die Neigung zu chloritischer und serpentinöser Umwandlung des Glimmers und der Bisilikate. Eine Anzahl anderer, weniger auf der Hand liegender Analogien wird erst aus der Einzelbesprechung der verschiedenen Familien sich ergeben. — Eine den granitporphyrischen Ganggesteinen gegenüber zu betonende Eigenthümlichkeit der Lamprophyre ist endlich das weit stärkere Hervortreten der eisenhaltigen, die mehr untergeordnete Stellung der feldspathigen Gemengtheile.

Familie der syenitischen Lamprophyre.

An der mineralogischen Zusammensetzung der syenitischen Lamprophyre betheiligen sich allgemein ein Alkalifeldspath, ein Kalknatronfeldspath, dunkler Magnesiaglimmer, Amphibol und Pyroxen nebst meist spärlichem Eisenerz, viel Apatit und seltenem Zirkon als ursprüngliche wesentliche Gemengtheile.

Die charakteristischen Mineralien der syenitischen Lamprophyre sind der Glimmer, die Hornblende und der Pyroxen. Der Glim-

mer dieser Gesteine ist ein im durchfallenden Lichte fast ausnahmslos brauner, der jedenfalls der Biotitreihe zugehört; er bildet dünne hexagonale Tafeln, deren Randflächen eine genaue krystallographische Bestimmung nicht zulassen. Die Form ist sehr häufig durch mechanische Einwirkungen gestört. Biegungen und Knickungen sind allgemein verbreitet; auch chemische Processe der Corrosion sind sehr oft durch Einbuchtungen und Abrundungen der Kanten bis zu vollständiger Vernichtung der Krystallform nachweisbar. Eine zonare Structur ist sehr verbreitet und zwar pflegt ein heller Kern von einer dunkleren Schale in bald scharfer, bald verwaschener Abgrenzung umgeben zu sein; seltener trennt eine hellere Zone einen dunklen Kern von ebensolcher Hülle. In den dunkleren, also wohl eisenreicheren Theilen pflegt der Axenwinkel grösser zu sein. Ein Aufbau grösserer Krystalle aus parallel gestellten kleineren Individuen findet sich hie und da. — In den meisten Gesteinen ist die Zweiaxigkeit der Glimmer sicher erkennbar, wenn auch der Axenwinkel allenthalben klein bis sehr klein gefunden wurde. Die Axenebene erwies sich in den geprüften Fällen fast stets als parallel der Symmetrieebene, d. h. parallel einer Seite der hexagonalen Contouren; der Glimmer wäre demnach wohl Meroxen oder Lepidomelan. Die Ebene der optischen Axen liegt senkrecht zu einer Seite des Hexagons in dem Glimmer der Augitminette von der Fuchsmühle bei Weinheim im Odenwald, der also zum Anomit zu stellen ist. Dieselbe Lage scheint sie in dem Glimmer der Kugelminette von Weissenburg zu besitzen; da jedoch die basalen Blättchen in dem einen untersuchten Präparat nicht frei von optischen Störungen sind, so bedarf die Beobachtung an letzterem Gestein der Bestätigung durch fernere Prüfungen. Dass die Bissectrix merklich schief auf der Basis der Glimmer in den syenitischen Lamprophyren steht, beweist die Häufigkeit der beobachtbaren Auslöschungsschiefe gegen die Spaltbarkeit in Schnitten, die gegen oP geneigt sind. Diese Auslöschungsschiefe, welche im Durchschnitt etwa 3° beträgt, gestattet auf bequeme Weise den Nachweis der Zwillingsbildung im Glimmer nach dem Tschermak'schen Gesetz. Diese Zwillingsbildung wurde constatirt in den Minetten von der Spessburg, dem Weiler Thal oberhalb Steige und dem Champ du Feu im Unter-Elsass, Fuchsmühle bei Weinheim, St. Michaelis bei Freiberg, Köttewitz im Müglitzthale u. a. O. — Wo die Dispersion an den Biotiten zu bestimmen war, erwies sie sich $v > \varrho$ (sehr deutlich Weilerthal), bei dem Anomit der Fuchs-

REF... UNIV... CALIFOR...

mühle bei Weinheim ist sie $v < \varrho$; der Pleochroismus ist bei beiden Glimmern sehr kräftig, c sehr nahezu = b dunkelkastanienbraun, a hellstrohgelb bis fast farblos. — An Einschlüssen enthält der Glimmer Eisenerze, Apatit, Zirkon, selten Augit; in solchen der Spessburg fanden sich auch Flüssigkeitseinschlüsse. — Die Umwandlungsvorgänge im Glimmer sind wesentlich zweierlei Art. Am häufigsten wandelt er sich in grünen Chlorit um, wobei der Process oft sehr unregelmässig von aussen nach innen oder nur auf einzelnen Lamellen vorschreitet; dabei findet oft eine randliche Ausfaserung und Auflockerung des Minerals statt und zwischen die Lamellen desselben drängen sich lenticulare Massen von Calcit oder von Epidot ein. Der Chlorit wird seinerseits in Carbonate, Limonit und Quarz umgewandelt. In anderen Fällen bleicht sich der Glimmer durch Extraction seines Eisengehaltes, ohne dabei seine starke Doppelbrechung einzubüssen; ob hier wirklich, wie es den Anschein hat, nur das Molekül M ausgelaugt wird und Muscovit zurückbleibt, bedarf weiterer Untersuchung. Bei beiden Vorgängen scheidet sich überaus häufig der Titansäuregehalt des Glimmers in der Form höchst zierlicher Rutilsäulchen ab, die bald in drei, sich unter 60° schneidenden Systemen senkrecht zu der hexagonalen Begrenzung, oder ganz regellos, seltener parallel den Seiten des Hexagons (Frammont) geordnet sind. Man sieht dieselben nur in den basalen Durchschnitten gut, in andern Schnitten erscheinen sie meistens als undurchsichtige Nadeln. Statt des Rutil oder neben demselben entwickelt sich hie und da Anatas (Ruine Andlau, Vogesen).

Die Hornblende der syenitischen Lamprophyre ist vielgestaltiger als ihr Glimmer. Wo sie den wesentlichsten eisenhaltigen Gemengtheil bildet, erscheint sie in langprismatischen, braun durchsichtigen Krystallen der Form 110.100.010.11$\bar{1}$ oder 110.010.11$\bar{1}$, mit meist kräftigem Pleochroismus zwischen braun und gelb; ihre Auslöschungsschiefe ist klein. Wo die Hornblende nur begleitend neben Biotit erscheint, ist sie bald braun, bald grün, seltener in langen Prismen als in gedrungeneren Säulen. Da die braune Hornblende durch Verwitterung grün und oft fasrig wird, ist es fraglich, ob primär grüne Hornblende vorkommt. Mit Eintritt der grünen Farbe pflegt die Auslöschungsschiefe grösser zu werden. Auch als Uralit ist die grüne Hornblende in den syenitischen Lamprophyren anzutreffen. Grüner Uralit und grüne Hornblende unterscheiden sich durch die äussere Form, die bei ersterem natürlich dem Augit

angehört. Die Einschlüsse sind dieselben, wie bei Biotit, aber im Ganzen spärlicher. Zonarstructur und Zwillingsbildung nach 100 sind sehr verbreitet. Umwandlung zu Chlorit unter Ausscheidung von feinvertheiltem Eisenerz und Epidot ist häufig. — Ein eigenthümliches blaues Amphibolmineral tritt in einer Minette von Wackenbach bei Schirmeck in den Vogesen auf. Dasselbe bildet Säulchen von der Amphibol-Form und -Spaltbarkeit mit sehr kleiner Auslöschungsschiefe und geringer Doppelbrechung bei starkem Pleochroismus. Die Ebene der optischen Axen liegt in der Längsrichtung der Säulchen, also in 010; der Pleochroismus ist a blau, b violett. c grünlich; die Axe grösster Elasticität fällt fast mit der Prismenaxe zusammen. Das Mineral kann also nicht Glaukophan sein. Ganz dasselbe Mineral lernte ich durch die Freundlichkeit des Herrn A. Sauer aus einem Granit der Insel Socotora kennen. Weniger frisch und typisch findet sich dasselbe Mineral in einem Vogesit von Shackfords bei Albany, N. H.

Der Pyroxen ist ein fast allenthalben hellgrünlicher bis fast farbloser Malakolith, welcher neben der Spaltbarkeit nach dem Prisma auch mehr oder weniger deutlich pinakoidale Blätterdurchgänge besitzt. Zwillingsbildung nach 100 ist sehr verbreitet. Bräunlich violette Färbung ist sehr selten (Serra do Hilario, S. Paulo, Brasilien), die Formen sind dann diejenigen des Diabasaugits. Der Augit hat ein besonderes Interesse dadurch, dass er sehr oft neben den Interpositionen des Glimmers und Amphibols und neben Flüssigkeitseinschlüssen auch Glasinterpositionen, sowie öfters Oktaëder von Chromit oder Picotit führt. Mechanische und chemische Deformationen kommen auch bei diesem Mineral vor, sobald es als Einsprengling auftritt. — Der lamprophyrische Augit ist sehr wenig wiederstandsfähig; je nach seinem ursprünglichen Thonerdegehalt wandelt er sich in fasrigen oder schuppigen Serpentin oder Chloritaggregate um, die man nach ihrer Doppelbrechung unterscheiden kann. In beiden Fällen scheidet sich reichlich Calcit aus und der für alle Lamprophyre so sehr charakteristische Carbonatreichthum dürfte ganz wesentlich dem Augit entstammen. Die Umwandlung ist oft eine so vollkommene, dass man die ursprüngliche Anwesenheit des Pyroxens nur noch an der Form der weitaus häufigsten Chlorit-, seltener Serpentinpseudomorphosen zu erkennen vermag. Geht daher bei diesem Process die Krystallform verloren, so ist der Nachweis des Mutterminerals oft gar nicht mit einiger Sicherheit zu führen. — Neben monoklinem

Pyroxen wurde nur einmal (Rappeneck bei Freiburg im Schwarzwald) auch rhombischer (Hypersthen) beobachtet.

Diese Mineralien sind allenthalben älter als die Feldspathe und treten mit Vorliebe in zwei Generationen auf, welche sich indessen nur äusserst selten durch andere Eigenschaften, als durch ihre Grösse und Formvollendung, sowie durch ihren Verband mit dem Feldspath unterscheiden. — Älter als sie sind nur die Eisenerze, die nach der Seltenheit leukoxenischer Umwandlungsproducte wohl vorwiegend Magnetit sind. Neben diesem, z. Th. jedenfalls aus der Glimmerzersetzung hervorgehend, ist Eisenglimmer überaus verbreitet. Auch der in langen dünnen, oft quergegliederten und zerbrochenen Prismen reichlich vorhandene Apatit und der spärliche Zirkon sind älter. Die Reihenfolge der Ausscheidungen von Glimmer, Augit und Hornblende ist nicht so sicher festzustellen; jedenfalls decken sich ihre Entwicklungsperioden z. Th., doch sprechen alle Indicien dafür, dass die Biotitbildung und wohl auch die der Pyroxene früher begann, als diejenige der Amphibole.

Der Feldspath ist in den meisten Gesteinen ein ungestreifter, in kurz leistenförmigen Formen (höchstens 2—3 mal so lang als breit) krystallisirender Alkalifeldspath. Nach Dichte und mikrochemischen Reactionen scheint ausser normalem Orthoklas ein natronreicher, wohl der Anorthoklasreihe zugehöriger Feldspath viel verbreitet zu sein; darauf hin weist auch der oft überraschend hohe Na_2O-Gehalt der Bauschanalysen. Dass demselben auch ein nicht ganz unbeträchtlicher CaO-Gehalt eigne, muss man aus der Häufigkeit der Carbonate bei der Verwitterung schliessen. Die Form der Durchschnitte weist auf Begrenzung durch P, M, y und ganz kleines T hin. Zwillingsbildung ist nicht häufig, doch treten in manchen Odenwälder Gesteinen (Rottmannshöhe) Karlsbader Zwillinge keineswegs spärlich auf. Dieser Feldspath bildet den Hauptantheil der Grundmasse; als Einsprengling trifft man ihn sehr selten und dann vorwiegend in Glimmer- und Amphibol-armen Formen dieser Gesteine, welche Zwischenglieder nach den Syenitporphyren hin bilden. Frische Feldspathe sind selten; die normale Umwandlung ist diejenige zu Kaolin, wobei jedoch oft in auffallender Weise wasserhelle, adularähnliche Randzonen unangegriffen bleiben. Durchstäubung mit Eisenoxyd oder Limonit ist sehr verbreitet. — Durchwachsung mit Albit wurde nur in einer, zu Glimmersyenitporphyr hinüberspielenden Minette vom Schnappenhammer im Fichtelgebirge beobachtet. — Mikroklin scheint absolut zu fehlen; Schalch erwähnt denselben jedoch

in zwei glimmerhaltigen Vogesiten zwischen Wolkenstein und Wiesenbad und aus dem Pressnitzthal unfern Streckewalde im Erzgebirge*. — Gestreifter Feldspath erscheint in zweierlei Form, nemlich in kurz rectangulären Individuen, die durchaus den Habitus der Anorthoklase haben und kräftig auf K, Na und Ca reagiren (Wackenbach), dabei oft die feine Doppellamellirung der Mikrokline, aber stets sehr kleine Auslöschungsschiefen zeigen, oder aber in langen und schmalen Leisten, welche dem Oligoklas angehören dürften. Ob lang leistenförmige Feldspathe ohne Zwillingsstreifuug (sie fehlt den sehr schmalen Leisten fast immer) auch dem Plagioklas zuzurechnen seien, ist ebenso zweifelhaft, wie die Zugehörigkeit vieler kurz leistenförmiger ungestreifter Feldspathe zum Orthoklas. Die Zahl der einen sicher erkennbaren Plagioklas führenden Gesteine ist noch immer klein, wenn auch eine wiederholte Untersuchung dargethan hat, dass er doch häufiger ist, als man früher annahm. Kein anderes Orthoklasgestein ist so arm an Plagioklas. Plagioklasreiche Formen kommen in den Vogesen (Burg Andlau, Cleuryl. in dem Odenwald (Kreidach) und im Erzgebirge vor; sie vermitteln die Übergänge zu den Kersantiten. Die Verwitterung der gestreiften Feldspathe ist dieselbe, wie diejenige der ungestreiften.

Sehr verbreitet sind in manchen syenitischen Lamprophyren mechanisch aus den durchbrochenen Gesteinen aufgenommene Feldspathe; dieselben machen sich leicht durch ihre Dimensionen, ihre Begrenzung, die randliche Trübung und oft wahrnehmbare Durchtrümerung mit Gesteinsmaterial kenntlich.

Quarz kommt als primärer Gemengtheil in allotriomorphen Individuen und in granophyrischer Verwachsung mit Feldspath, als Zersetzungsproduct bei der Umwandlung der Feldspathe, Glimmer und Bisilikate in unregelmässigen Partien, und in Form mechanisch aufgenommener Körner und Krystalle vor. Im letzten Fall ist er fast stets mit einer Zone von Augit- oder Amphibolkryställchen umsäumt.

An accessorischen Gemengtheilen sind die syenitischen Lamprophyre sehr arm. Gegenüber den mineralogisch gleichzusammengesetzten Tiefengesteinen ist besonders das Fehlen des Titanits zu

* Becke erwähnt Mikroklin ebenfalls aus einem Ganggestein von der Zusammensetzung des Glimmersyenits in Hornblendeschiefer von Stallegg in Niederösterreich. Dasselbe scheint auch sonst nach Structur und Zusammensetzung den eigentlichen lamprophyrischen Ganggesteinen ferner zu stehen und sich dem Habitus der Tiefensyenite zu nähern.

betonen. Wo derselbe beobachtet wurde (Laudenbach, Weissenburg, Rebstall bei Barr), wiesen seine Formen und sein ganzes Auftreten auf secundäre Entstehung aus Eisenerzen hin. Dagegen ist Olivin ein sehr verbreiteter accessorischer Gemengtheil in Minetten und Vogesiten, obgleich er selten (Forsthaus Hungerplatz bei Barr) in unverändertem Zustande gefunden wird. Derselbe ist entweder von Carbonaten verdrängt oder zu Serpentin, oder vielleicht häufiger zu einem Filz von Tremolit- oder Aktinolithnadeln (Pilit), oder endlich zu Talk umgewandelt. Die Bestimmung hat dann durch die Form der Durchschnitte zu geschehen, denen zufolge der ursprüngliche Olivin ein sehr alter Gemengtheil, älter als Biotit gewesen sein muss. Auf diese Weise wurde der Olivin u. a. nachgewiesen in den Minetten von der Spessburg, von Steige, aus dem Kirneckthal, vom Hochfelde in den Vogesen und von der Fuchsmühle bei Weinheim, sowie in mehreren Vogesiten des Kirneck- und Andlauthales. Die Verbreitung des Olivins oder vielmehr seiner Pseudomorphosen ist wahrscheinlich eine sehr grosse, da wohl dem Augit mancher Durchschnitt zugesprochen wird, der dem Olivin angehört, während das Umgekehrte kaum stattfinden dürfte.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung muss man trotz mancher Zwischenformen die syenitischen Lamprophyre in zwei Arten gliedern, deren eine, durch die Herrschaft des Biotits als eisenhaltigen Gemengtheils charakterisirt, den althergebrachten Namen Minette behalten möge. Die zweite umfasst die biotitfreien oder doch sehr biotitarmen Glieder mit reichlichem Amphibol oder Augit; die Gesteine derselben sollen hier Vogesite genannt werden. Die wesentlichsten Structureigenthümlichkeiten sind beiden gleich und zwar sind zwei Hauptformen zu unterscheiden, eine körnige und eine porphyrische.

Bei der körnigen Ausbildung folgen sich die Perioden der Krystallisation jedes Gemengtheils ohne Wiederkehr, wenn auch meistens mit wohl erkennbarem Übergreifen zweier successiver Perioden. Nicht nur die ältesten (Erze, Zirkon, Apatit, Olivin) und älteren (Biotit und Bisilikate), sondern auch die jüngsten Mineralbildungen (Feldspath) sind durchweg idiomorph und die Structur ist als eine typisch panidiomorph körnige (Taf. III Fig. 1) zu bezeichnen. Bei dem meistens sehr kleinen Korn dieser Gesteine sind die mit einer panidiomorph körnigen Structur nothwendig verbundenen miarolitischen Hohlräume sehr klein; dieselben sind hier zumeist mit Quarz ausgefüllt, von welchem sich oft nicht sagen lässt, ob er ein Kry-

stallisationsproduct des Gesteinsmagmas oder ein Auslaugungsproduct des fertigen Gesteins und also secundär sei. Diese eigenthümliche Structur macht nur sehr selten einer hypidiomorph körnigen Ausbildung der Feldspathe Platz, von der man daher unwillkürlich vermuthet, sie sei keine normale und ursprüngliche, sondern eine secundäre und mechanische Ausbildungsform, um so mehr als Zeichen von Druckwirkungen an den Einsprenglingen unverkennbar vorliegen. — In manchen Vogesiten, sehr selten in den Minetten findet sich statt des panidiomorph körnigen Feldspathgewebes eine Ausbildung des Feldspathgehaltes in auffallend grossen, optisch einheitlich orientirten Flecken, die sich scharf von einander abgrenzen. Es sieht dann aus, als schwimmen die Hornblendesäulchen und die Pyroxenkrystalle in einer Art einheitlichen Feldspathteiges — eine Structurform, die sich nur noch bei neovulkanischen Effusivgesteinen der Nephelinreihe wiederfindet.

Dieser panidiomorph körnige Typus ist ein so allgemein verbreiteter, dass man ihn in jedem Gebiete antreffen wird. Die ihn besitzenden Gesteine zeigen Variationen im Mengenverhältniss der Gesteinselemente, unter denen besonders diejenigen Erwähnung verdienen, bei welchen die Feldspathe vor- und die farbigen Gemengtheile zurücktreten. Sowie dieses Verhältniss sich herausbildet, wodurch die Gesteine den analogen Tiefengesteinen sich nähern, geht auch die panidiomorph körnige in die hypidiomorph körnige Ausbildung über.

Die porphyrische Structur der Minetten und Vogesite ist eine holokrystallin porphyrische, welche durch vielfache Übergänge mit der panidiomorph körnigen verknüpft ist. Wie schon erwähnt ist es die Wiederkehr der Glimmer-, Augit- und Amphibolbildung, welche den porphyrischen Charakter bedingt. So wie der Feldspath in Form älterer Ausscheidungen vorhanden ist, nimmt die Menge der farbigen Gesteinselemente sehr merklich ab und das Gestein nähert sich unverkennbar den Syenitporphyren. Zwischen der ersten und zweiten Generationsperiode der Biotite, Amphibole und Augite hat bei normalen Verhältnissen die Feldspathbildung begonnen, was deutlich an der Beeinflussung der Formen der jüngeren Biotite u. s. w. durch den Feldspath erkannt werden kann. Insofern kann man wohl auch von einer jüngeren Feldspathbildung reden, als sowohl bei körniger, wie bei porphyrischer Structur die Interstitien der panidiomorphen Feldspathaggregate durch granophyrische Quarz-Feldspathmassen oder durch Feldspathsphärolithe

bisweilen ausgefüllt sind. Bei porphyrischer Structur sind die Feldspathe im Allgemeinen kleiner, als bei körniger und besitzen eine ausgesprochene Neigung zu radialer Anordnung, die von divergenten Büscheln von Feldspathleisten bis zu echten Feldspathsphärokrystallen mit pinselartiger Ausfaserung der einzelnen Strahlen alle Formen durchläuft. Die Gesteine vom Tommelsbach bei Schirmeck, Framont, Burg Andlau und viele Odenwald-Minetten liefern Beispiele hierfür. — Kugelbildungen sind in den Minetten sehr verbreitet; so weit die Kugeln nach Structur und Zusammensetzung nicht von dem Gestein selbst abweichen, wird man sie für ein Absonderungsphänomen nehmen müssen. Wo sie dagegen mineralogisch mit dem Gestein nicht ident sind, scheinen sie bald concretionäre, bald secretionäre Aggregationsgebilde zu sein. Solche wurden von Cohen im Odenwald als endomorphe Randbildungen gedeutet und auch von Linck bei Weissenburg beschrieben*. Im Odenwald bestehen die kleinen mit Glimmerhäuten überzogenen Kugeln aus Feldspath, bei Weissenburg z. Th. aus Feldspath, z. Th. aus einem Gemenge von Feldspath, Quarz und Calcit, z. Th. nur aus den beiden letztgenannten Mineralien. Wo Feldspath neben Quarz und Calcit vorhanden ist, ragt er in diesen wie in eine Druse hinein und daher sieht Linck in dieser Kugelbildung einen secretionären Act. Bei concretionärer Natur der Kugeln wäre die Umhüllung derselben durch Glimmerhäute schwer zu erklären; auch wird eine evident excentrischstrahlige Structur der Kügelchen nirgends angegeben. Danach wäre in der Kugelminette eigentlich nur eine versteckte Mandelminette mit z. Th. eigenthümlicher Ausfüllung des Mandelraums zu sehen. Dann ist auch das randliche Auftreten der Kugelbildungen leicht erklärlich. Eine wirkliche Mandelsteinbildung ist nur in Gesteinen mit Resten amorpher Substanzen denkbar, und es müsste demnach ursprünglich glasführende Minetten geben, deren Gesteinsglas allerdings secundär verändert wäre. Die Betrachtung der panidiomorphen Feldspathgrundmassen dieser lamprophyrischen Gesteine bei starken Vergrösserungen lässt gar oft die Vermuthung entstehen, die Gesteine können nicht holokrystallin sein oder doch nicht so gewesen sein. — Fluidale Erscheinungen sind nur selten deutlich zu erkennen; die Begrenzung der Gesteinselemente ist

* Auch Liebe und Zimmermann erwähnen die Kugelbildung in den Minetten und geben an, dass die Kugeln theils genau den Variolitkugeln der Diabase entsprechen, theils sich von diesen durch eine Hülle tangential gestellter Glimmerblättchen und Feldspathe unterscheiden.

nicht dazu angethan, fluidale Phänomene zu deutlicher Erscheinung zu bringen. Doch lassen die Amphibole der Vogesite, auch die Längsschnitte der Biotite in den Minetten nicht selten eine Parallelordnung erkennen, die kaum anders als durch Fluctuationen zu erklären ist.

Die Beeinflussung der Structur und der mineralogischen Zusammensetzung der syenitischen Lamprophyre durch die Nähe oder Entfernung der Abkühlungsoberflächen ist vielfach constatirt. Auch Liebe und Zimmermann betonen diese Beziehung bei den Minetten des dem Frankenwalde nördlich vorliegenden Berglandes. Die Biotite und Olivine dieser Gesteine sind am Salbande grösser und reichlicher, die Orthoklase treten etwas zurück; in der Gangmitte kehrt sich das Verhältniss um. Einmal verbreitert sich ein Gang zu einer stockförmigen Masse, in deren Centrum die Lamprophyrstructur der hypidiomorph körnigen Platz macht („man möchte sagen, sie haben ein granitisches Äussere angenommen").

Die Minetten des reinsten Typus wären mineralogisch durch die Combination Alkalifeldspath-Biotit charakterisirt; ob dieser Typus wirklich in anderer Form, denn als locale Ausbildung anderer Typen vorkommt, ist durch erneute Untersuchungen in Frage gestellt*. Dagegen haben Minetten, neben deren Biotit auch Hornblende (Hornblende-Minetten) oder Augit (Augit-Minetten) auftritt, eine sehr weite Verbreitung. Seltener begegnet man diesen beiden Mineralien neben einander und neben Glimmer, wie bei gewissen Gängen des Andlauthals in den Vogesen und des Erzgebirges.

Der Typus der Hornblende-Minetten hat eine besondere Verbreitung in der Umgebung von Framont und Wackenbach im Unterelsass und tritt auch in den südlichen Vogesen bei Remiremont, St. Etienne und am Ballon de St. Maurice auf. Spärlich scheint er im Odenwald (so bei Laudenbach) und im Erzgebirge bei Rödling auf Section Kupferberg vorzukommen. Eine geologisch verschiedene Valenz wird man der Hornblende-Minette gegenüber der weiter verbreiteten Augit-Minette schon deswegen nicht zuschreiben können, weil Gänge beider Typen in demselben Gebiete zusammen auftreten. So sind im oberen Breuschthal, am Hochfelde bei Hohwald im Kirneck- und Andlaugebiet der Nordvogesen, wie in den Südvogesen zumal auf lothringischer Seite, im Odenwald, im Schwarzwald (Rappeneck bei Freiburg, Urberg bei St. Blasien), im rheinischen Schiefergebirge bei Langenschwalbach, im Fichtelgebirge, im Erz-

* Linck beschreibt einen solchen Minettegang von Weiler bei Weissenburg.

gebirge (Königswalde, Sect. Annaberg nach Schalch, auf Sect. Lössnitz nach Dalmer, auf Sect. Wiesenthal nach Sauer), bei Freiberg (Himmelsfürst) die Augit-Minetten bekannt. Ich möchte es betonen, dass mir nur in Augit-Minetten Olivin oder seine Pseudomorphosen begegnet sind, dass also die Olivin- oder eventuell Pilit-Minetten ein Zweig der Augit-Minetten wären.

Nach den Angaben in der Literatur wäre ein lamprophyrisches Ganggestein, welches von Lasaulx von St. Genès-Champanelle bei Clermont-Ferrand in der Auvergne beschrieb (L. J. 1874. 257), zu den Hornblende-Minetten zu rechnen. — Auch unter den von Michel-Lévy als porphyrites micacées zusammengefassten Eruptivgesteinen des Morvan findet sich der Minette-Typus.

Bonney und Houghton beschrieben Augit-Minetten aus Westmoreland und dem nordwestlichen Yorkshire; die nach Zusammensetzung, Structur und Zersetzung durchaus normalen Ganggesteine durchbrechen das oberste Silur, dringen aber nicht in die Kohlenformation ein.

Törnebohm beschrieb eine Augit-Minette von Jernskog in Wermland aus Hornblendegneiss.

Der Glimmerpikrophyr Bořicky's von der Libsičer Bergwand (T. M. P. M. 1878. I. 493—517) ist nach den mir vorliegenden und von Bořicky stammenden Präparaten ebenfalls eine ursprünglich olivinhaltige Augit-Minette von körniger Structur.

Als Vogesite sind hier ihrer Zusammensetzung nach syenitische Lamprophyre bezeichnet, welche als herrschenden farbigen Gemengtheil Hornblende oder Augit enthalten. Man kann danach Amphibol- und Augit-Vogesite unterscheiden. Es sind im frischen Zustande dichte grünlichgraue bis schwarze Gesteine von oft fast basaltischem Habitus, in denen schon das blosse Auge oder die Loupe lange schmale Hornblendesäulchen und kurze prismatische Augitkrystalle, sehr selten Biotit wahrnimmt. Sie verwittern röthlichbraun bis rostroth oder seltener grau. Als Typen betrachte ich die in der Umgebung von Hohwald und Forsthaus Welschbruch im Granitit oder Steiger Schiefer aufsetzenden schmalen Gänge. Unter dem Mikroskop gesellen sich zu der leicht schmelzbaren, braun durchsichtigen Hornblende als ältere Ausscheidungen zahlreiche Apatitnadeln, grüner in Chlorit und Epidot oder Calcit sich umsetzender Augit, Magnetit und Eisenglimmer. Der Augit ist in manchen Gängen zu Uralit umgewandelt. Accessorisch findet sich Olivin in z. Th. vorgeschrittenster Serpentinisirung. Der Feldspath ist durchaus analog demjenigen der Minetten, hie und da jedoch in

Form überaus grosser Individuen ausgebildet. Sphärolithische Aggregationen sind häufig, sobald die Feldspathe länger leistenförmig werden. Auch hier herrscht entschieden der ungestreifte Feldspath stark vor, doch ist meistens ein gestreifter mit sehr geringer Auslöschungsschiefe nachweisbar. Die Structur ist in demselben Gange bald panidiomorph körnig, bald porphyrisch durch Wiederholung der Hornblende- oder Augitbildung. Wasserhelles Gesteinsglas wurde nur in einem Gange (Grosses Rohrbachthal oberhalb Hohwald) in geringer Menge beobachtet. Einschlüsse von Quarz sind ähnlich wie bei den Minetten nicht selten; sonst ist Quarz nur spärlich vorhanden.

Da die relativen Mengen von Hornblende und Augit sehr stark wechseln, so ist hier von einer strengen Scheidung von Amphibol- und Augit-Vogesiten abgesehen. Dem reinsten Typus der Amphibol-Vogesite aus der Umgebung von Hohwald steht ein Vorkommen von Kelberg bei Passau gleichwerthig und bis zur Verwechslung ähnlich zur Seite, während der den Vogesen fehlende frische Typus der Augit-Vogesite mir durch die Güte des Herrn Bauer in S. Paulo von der Serra do Hilario (mit etwas accessorischem Biotit) bekannt wurde. Hawes beschrieb einen Augit-Vogesit von den Livermore-Falls in New Hampshire; eine Zwischenstellung zwischen diesem und dem Augitsyenitporphyr nimmt ein Ganggestein von Shackfords bei Albany, N. H., ein.

Stelzner besprach zwei Ganggesteine aus dem Gneiss des Weisseritzthales, das eine unterhalb Edle Krone, das andere zwischen der Rabenauer Mühle und Cossmannsdorf, die wohl zum Vogesit zu rechnen sind. Das erste besteht aus einer körnigen Grundmasse von Orthoklas, Plagioklas und Hornblende in langen Prismen. Die letztere ist oft verzwillingt und meist in Perimorphosen entwickelt, wobei Feldspath die eingeschlossene Substanz bildet. Als Einsprenglinge von geringen Grössenunterschieden gegenüber den Gemengtheilen der Grundmasse werden Orthoklas, Hornblende und Pyrit genannt; accessorisch Quarz, Titanit, Apatit, secundär Calcit. Das zweite Gestein ist körnig, seine Hornblende grün; Titanit wird nicht genannt, Biotit findet sich accessorisch.

Im Erzgebirge werden Vogesite beschrieben von Sauer (Südabhang des Hassberges, Sect. Kupferberg) und von Schalch (Ehrenfriedersdorf) und beide genannte Autoren erwähnen sie aus Glimmerschiefer von Section Zschopau. Nach den Angaben von Schalch und Kalkowsky sind Zwischenformen zwischen Vogesit und Kersantit in der Umgebung von Schönfeld, Ehrenfriedersdorf und Diebach

verbreitet; die Gesteine enthalten gleichfalls Einschlüsse von Quarz mit Amphibolkränzen. Ebenso treten nach Schalch auf Section Marienberg mehrfach Zwischenformen zwischen Vogesit einerseits, Minette und Kersantit andererseits auf.

Liebisch beschrieb Vogesite von normaler Zusammensetzung aus den krystallinischen Schiefern Schlesiens vom Waschberge bei Droschkau, vom Chausséehaus zu Follmersdorf, von Werdeck und vom Gichtberge bei Reichenstein. Es sind holokrystalline Gemenge von Hornblende, Augit, Orthoklas und sparsamem Quarz, die Hornblende in zwei Generationen, wie es scheint, wobei die älteren und grösseren Krystalle, wie so oft in diesen Gesteinen, zonare Structur besitzen.

Zu den Vogesiten scheint auch das Gestein zu gehören, welches K. Küch in seinen Beiträgen zur Petrographie des westafrikanischen Schiefergebirges (T. M. P. M. 1884. VI. S. 131) als Orthoklas-Pyroxen-Amphibolgestein beschreibt und welches „regellos liegende schwarze Blöcke in einem trockenen Rinnsal aus Gneiss" bildet.

Die syenitischen Lamprophyre enthalten oft Einschlüsse der von ihnen durchbrochenen Gesteine, doch kannte man bisher weder an diesen, noch an den Salbändern eigentliche Contactphänomene. Dass indessen solche vorkommen können, beweist ein bis dahin noch nicht näher untersuchtes Vorkommen an einem Minettegang, der eine kurze Strecke unter dem Col de Bussang in den Südvogesen auf der deutschen Seite die pflanzenführenden Culmschiefer durchsetzt. — Liebe und Zimmermann geben an, dass der oben erwähnte, stockförmig erweiterte Minette-Gang stark metamorphosirend auf die umgebenden und aufliegenden Culmschiefer gewirkt habe, während die schmalen Gänge keine Beeinflussung des Nebengesteins erkennen lassen.

Familie der dioritischen Lamprophyre.

Der Unterschied der dioritischen Lamprophyre gegenüber den syenitischen liegt in der Natur des in ihnen herrschenden Feldspaths. Derselbe ist ein deutlich zwillingsgestreifter, nach a prismatischer oder nach M tafelförmiger Kalknatronfeldspath, welcher anscheinend sehr verschiedenen Reihen der Plagioklasgruppe angehören kann. Nachgewiesen sind bisher in den verschiedenen Arten dioritischer Lamprophyre der Oligoklas, Labrador und Anorthit. — Neben den Feldspathen erscheinen auch hier dunkler Magnesia-

glimmer, monokliner Pyroxen und Amphibole als die wesentlichen und charakteristischen Gemengtheile. Eisenerze treten in wechselnden Mengen auf und verschwinden in manchen Vorkommnissen ganz; Apatit scheint allenthalben reichlich, Zirkon nur sehr spärlich beigemengt. Nur an gewissen Localitäten findet sich Olivin oder Pseudomorphosen dieses Minerals.

Die Ausbildung der einzelnen Gemengtheile ist derjenigen in den nahe verwandten syenitischen Lamprophyren überaus ähnlich. — Der bald in sehr langen und schmalen, bald mehr in breiten und kurzen Leisten auskrystallisirte Plagioklas zeigt nicht allzu oft neben der Lamellirung nach dem Albitgesetz auch eine solche nach dem Periklingesetz. Im Allgemeinen ist der Typus der Plagioklase um so mehr leistenförmig, je feinkörniger das Gestein ist. Die Verwitterung der Feldspathe beginnt fast immer im Centrum; es scheint dieser Umstand weniger mit ursprünglich vorhandenen, centrisch angehäuften Interpositionen als vielmehr mit der sehr verbreiteten Zonarstructur dieses Minerals zusammenzuhängen, bei welcher die Lage der Auslöschungsrichtungen in den verschiedenen Zonen auf eine nach dem Centrum hin zunehmende Basicität schliessen lässt. Neben der normalen Umwandlung in Kaolin und in Glimmer, oft mit Ausscheidung von Calcit verbunden, kommt auch ein der Saussüritisirung analoger Vorgang vor, wobei hauptsächlich Tremolit zu entstehen scheint (Markirch). — In sehr vielen dioritischen Lamprophyren ist neben dem Plagioklas ein ungestreifter Feldspath in kurz rectangulären Durchschnitten oder auch in allotriomorphen Körnern nachzuweisen. Jünger als der Plagioklas, zumeist auch etwas frischer als dieser, bildet er oft mit Quarz granophyrische Verwachsungen und dürfte mit einiger Wahrscheinlichkeit für Orthoklas zu halten sein. Granophyrische Verwachsungen von Quarz mit Plagioklas scheinen nur selten vorzukommen; Cohen erwähnt sie aus dem Kersantit von Urbach, Ober-Elsass. — Grosse Einsprenglinge von Orthoklas, welche mehrfach in der Literatur aus hierhergehörigen Gesteinen erwähnt werden, dürften Fremdlinge und aus durchbrochenen Gesteinen aufgenommen worden sein. Das Gleiche gilt mit grosser Wahrscheinlichkeit von den Quarzeinsprenglingen, die schon durch ihre Augit- oder Hornblendekränze als etwas Fremdartiges sich darstellen. Der normale primäre Quarz ist allotriomorph und hat den Habitus des Granitquarzes, pflegt aber nur in sehr kleinen Mengen, wenn überhaupt, vorhanden zu sein. Als Zersetzungsrest von Gemengtheilen ist er allenthalben verbrei-

tet und meistens durch seine Association mit Chlorit, Calcit u. s. w. leicht als secundär zu erkennen.

Der Glimmer der dioritischen Lamprophyre ist derselbe braune Magnesiaglimmer, welcher bei den syenitischen Lamprophyren beschrieben wurde. Form, Aufbau aus kleineren, parallel gestellten Individuen, zonare Structur, Einschlüsse und Art der Umbildung sind genau dieselben und bedürfen daher keiner erneuten Beschreibung. Auch die mechanischen und chemischen Deformationen sind die gleichen, letztere hier vielleicht häufiger und oft sehr tiefgreifend. Untersuchungen über die Zugehörigkeit dieser Glimmer zu Meroxen oder Anomit liegen nur spärlich vor. Pöhlmann fand die Axenlage bei den Glimmern der von ihm untersuchten fichtelgebirgischen, voigtländischen und erzgebirgischen Vorkommnisse öfter normalsymmetrisch, mehrfach aber auch symmetrisch und in dem Kersanit vom Bärenstein bei Schmiedebach bald normalsymmetrisch, bald symmetrisch. In dem Kersantit von Michaelstein am Harz* erwies sich der Glimmer des Gesteins selbst durchweg als Anomit, während der Glimmer der in diesem Gestein sehr reichlich vorhandenen, accessorischen Bestandmassen Biotit ist. Auch das Schmiedebacher Gestein ist reich an accessorischen Bestandmassen, die hier sicher als Einschlüsse erkannt wurden. — In anderen Vorkommnissen ist der Glimmer sicher Biotit (Wielischthal); bei sehr kleinem Axenwinkel ist die Bestimmung oft undurchführbar. — Zwillingsbildungen nach dem Tschermak'schen Gesetz kommt ebenso vor, wie bei den Minetten, wurde aber hier seltener beobachtet.

Der Pyroxen ist ein hellgrünlicher bis fast farbloser, oder auch hellrosarother, selten röthlich violetter Malakolith, der nach Form, Zwillingsbildung und Spaltbarkeit, sowie nach Art der Verwitterung die grösste Analogie mit dem Malakolith der Augitgranitite und der Minetten zeigt. Auffallend ist die von H. von Foullon am Augit des Pilit-Kersantit von Sokoly bei Trebitsch in Mähren beobachtete Begrenzung durch 110 und 100 in der Prismenzone, während 010 fehlte. Zwillinge nach $10\bar{1}$ kommen selten vor (Langenschwalbach). Unter den Einschlüssen der Augite verdienen gelegentlich sicher erkennbare Glaseier und braun durchsichtige Oktaëder eines Spinellminerals (Chromit oder Picotit) eine besondere Erwähnung. Von den übrigen Gemengtheilen umschliesst der Augit

* Die auf dieses Gestein bezüglichen Angaben sind fast sämmtlich einer noch nicht publicirten Arbeit des Herrn Dr. M. Koch in Berlin entnommen.

oft Erze und Apatit, hie und da auch Olivin oder seine Pseudomorphosen und Biotit; er selbst kommt eingeschlossen in Biotit, nicht aber in Olivin vor. — Der Verwitterung dieses pyroxenischen Gemengtheils ist wesentlich der hohe Carbonatgehalt der Gesteine zuzuschreiben. Scharfe Pseudomorphosen eines Gemenges von Calcit und Chlorit (letzterer gern in radialen Aggregaten) oder Calcit und Serpentin sind sehr verbreitet. — Statt des monoklinen, oder neben dem monoklinen Pyroxen findet sich in spärlichen Vorkommnissen auch ein sehr heller rhombischer Pyroxen, welcher sehr leicht in Bastit umgewandelt wird. Bei dieser Pseudomorphose bleiben die auch hier ursprünglich eingeschlossenen Chromite oder Picotite erhalten, und wie sich bei der Chloritisirung des Glimmers Rutil bildet, so wurde in den Bastitpseudomorphosen (Michaelstein) Anatas in scharfen Kryställchen der Form $P . \infty P . \frac{1}{m}P . oP$ mit zierlicher Streifung parallel den Mittelkanten beobachtet.

Der Ampibol der dioritischen Lamprophyre gehört sehr verschiedenen Arten an. In den Kersantiten findet sich meistens spärlich, sehr selten reichlich, immer stark zurücktretend gegen Augit oder seine Umwandlungsproducte ein brauner bis bräunlichgrüner Amphibol vom Habitus der gemeinen Hornblende in einfachen Krystallen und Zwillingen nach 100 der Form 110 . 010 . 100 . $\bar{1}11$, die sich terminal oft auszacken oder wie abgebrochen aussehen. Dieselben verwachsen hie und da mit dem Malakolith und liegen dann stets aussen, sind also zweifellos jünger als dieser. Ausserdem ist eine hellgrüne aktinolithische Hornblende bisweilen vorhanden, die sich nach Begrenzung und Vergesellschaftung z. Th. sicher als Uralit nachweisen lässt, die aber in anderen Fällen (Markirch) derart in Association mit Biotit und Feldspath erscheint, dass man sie aus dem Biotit unter Beeinflussung der aus dem Feldspath stammenden Lösungen entstanden ansehen muss. Auch diese gemeine und aktinolithische Hornblende wird unter Einfluss der Atmosphärilien endlich in grüne fasrige und schuppige Aggregate (Chlorit oder Serpentin) und Carbonate umgewandelt. — Gänzlich verschieden ist der Amphibol der Camptonite; dieser hat makroskopisch und mikroskopisch den Habitus der basaltischen Hornblende, ihren hohen Glanz, die tiefbaune Farbe im durchfallenden Lichte, den starken Pleochroismus von tiefbraun zu hellgelb, den Reichthum an Thonerde. Seine Form ist die eines sechsseitigen Prismas 110 . 010 mit $11\bar{1}$. Niemals wurde 100 beobachtet. Zwillinge nach 100 sind häufig, ebenso zonare Structur. Diese braune basaltische Hornblende der Campto-

nite ist fast stets in zwei Generationen vorhanden und die grossen Individuen der ersten Generation erweisen sich oft als Perimorphosen; sie umschliessen einen der äusseren Contour des Schnitts stets genau entsprechenden Kern, welcher aus denselben Mineralien besteht, welche das Gestein aufbauen und zwar aus den ältesten (Eisenerze) und jüngsten (Feldspathe). — Bei der Verwitterung dieser Hornblende, welche mit einem Übergange der braunen Farbe in schmutziggrün beginnt, scheidet sich reichlich Magnetit aus; als Neubildungen finden sich Chlorit und Carbonate, in manchen Vorkommnissen statt des Chlorits Biotit.

Wie die syenitischen, so sind auch die dioritischen Lamprophyre reich an Apatit, der z. Th. grössere, einsprenglingsartige Krystalle, z. Th. äusserst feine Nadeln bildet, welche alle Gemengtheile des Gesteins durchspicken und besonders in den Feldspathen auffallen. Dass jedoch alle die farblosen nadelförmigen Mikrolithe, welche in den Kersantiten und Camptoniten in Unmasse vorhanden sind, dem Apatit zugehören, ist nach ihrer Doppelbrechung sehr unwahrscheinlich. — Zirkon ist ein im Ganzen seltener Gemengtheil.

Von Eisenerzen, deren Menge eine sehr wechselnde ist, kommen Magnetit und Eisenglanz, sowie Ilmenit vor. Die Umwandlung dieser Erze scheint Veranlassung zur Titanitbildung in diesen Gesteinen zu sein; zweifellos ursprünglicher Titanit dürfte fehlen. Sehr interessant ist die allgemeine Verbreitung des Titaneisenglimmers in zierlichen, braun durchsichtigen, hexagonalen oder auch z. Th. unregelmässig begrenzten Blättchen im Kersantit von Michaelstein. — Becke fand, dass den niederösterreichischen Kersantiten primäre Eisenerze fehlen.

Gewisse Vorkommnisse der dioritischen Lamprophyre enthalten mehr oder weniger reichlich Olivin oder Pseudomorphosen von diesem Mineral, besonders die von Becke zuerst beschriebene Umwandlung in ein filziges Aggregat farbloser Strahlsteinnadeln (Pilit), denen gewöhnlich etwas Chlorit, oft auch Talk, ferner Magnetit beigemengt ist und die oft randlich von einem braun und grün gefleckten Saume von Biotitblättchen umgeben werden. Auch die Umwandlung zu Talk kommt vor und ist dann schwer von der Pilitbildung zu unterscheiden; die stärkere Doppelbrechung macht aufmerksam, ein Härteversuch mit einer feinen Probirnadel entscheidet.

Alle dioritischen Lamprophyre enthalten Calcit bald in feiner Vertheilung, bald in grossen Körnern oder in rundlichen Massen.

Derselbe wird von manchen Forschern zu den primären und wesentlichen Gemengtheilen gerechnet; doch beweist die zunehmende Erfahrung, dass die Menge dieses Gemengtheils mit der abnehmenden Frische des Gesteins wächst und dass er sicher erkennbare Pseudomorphosen nach Augit bildet. Theilweise ist der Calcit auch ein Mandelmineral in diesen Gesteinen oder erfüllt secundär die miarolitischen Hohlräume zwischen den Feldspathen. In manchen Fällen wird er mechanisch aus durchbrochenen Schichten aufgenommen sein. Eine primäre Ausscheidung von Calciumcarbonat in einem Gesteinsmagma, aus welchem freie Kieselsäure krystallisirt, scheint nicht möglich.

Die grosse Verwandtschaft zwischen den syenitischen und dioritischen Lamprophyren documentirt sich auch in der Structur. Dieselbe entwickelt sich in zwei Hauptformen, als eine panidiomorph-körnige oder aber als eine holokrystallin-porphyrische. Beide Structurformen kommen gelegentlich an demselben Gesteinskörper vor, die panidiomorph-körnige dann dort, wo die Abkühlung die langsamste war, in der Gangmitte. Übergänge aus der panidiomorph-körnigen Structur der Ganggesteine in die hypidiomorph-körnige der Tiefengesteine treten zumal bei phaneromerer Ausbildung des Gesteins hervor und werden vorwiegend durch den Verlust der idiomorphen Begrenzung der eisen- und magnesiahaltigen Gemengtheile bedingt.

Bei normaler Entwicklung der Krystallisation in den panidiomorph-körnigen dioritischen Lamprophyren folgt auf die Ausscheidung der Apatite, Zirkone und Erze die Bildung des Olivins, wo dieser vorhanden ist. Die Perioden der Biotit- und Pyroxenbildung scheinen allenthalben der Amphibolbildung vorauszugehen, sind aber unter einander ziemlich gleichzeitig; es scheint jedoch die Biotitkrystallisation zuerst begonnen zu haben. Nach der Hornblendeausscheidung folgte dann die Bildung der leistenförmigen Plagioklase und in den miarolitischen Interstitien dieser entwickelte sich zuletzt ein ungestreifter Feldspath (Orthoklas) und Quarz, theils einzeln und nach einander, theils in granophyrischer Durchdringung. Der Quarz als ursprünglicher Gemengtheil scheint den olivinreichen Arten dieser Lamprophyre ganz zu fehlen. — Die unverkennbaren Intervalle in der Krystallisation der verschiedenen Gemengtheile ermöglichen bei diesen Gesteinen ebenso, wie das an früheren Stellen hervorgehoben wurde, eine schlierenartige Verwebung von Gesteinstheilen, die aus den gleichen Mineralien, aber in verschiedenen

Mengenverhältnissen bestehen. Beobachtungen über derartige Verknüpfung basischerer und saurerer Schlieren theilten Cohen, Pöhlmann und Dathe mit. Ob und in wie weit bei der Entwicklung dieser Verhältnisse die in den Kersantiten überaus häufigen mechanisch eingeschlossenen fremden Gesteinsfragmente mitgewirkt haben, war bisher nicht Gegenstand der Untersuchung.

Aus der panidiomorph-körnigen Structur entwickelt sich die holokrystallin-porphyrische im Allgemeinen durch die Wiederkehr der Glimmer-, Augit- oder Amphibolbildung. Die jüngeren Generationen dieser Mineralien scheiden sich alsdann im Allgemeinen gleichzeitig mit den Feldspathen aus, an denen eine Unterbrechung ihrer Krystallisation meistens nicht nachweisbar ist. Immerhin verdient es betont zu werden, dass bei den dioritischen Lamprophyren eine Recurrenz der Feldspathbildungsperioden weit häufiger vorkommt, als bei den Minetten und Vogesiten. Es mag das mit dem grösseren Feldspathreichthum dieser Gesteine gegenüber den Minetten zusammenhängen. Wo diese getrennten Feldspathgenerationen nachweisbar sind, gehört der Orthoklas, oder richtiger der ungestreifte Feldspath der letzten Bildungsperiode an. Vielleicht lassen sich durch solche Recurrenzen in der Ausscheidung der Gemengtheile die auffallenden Einschlüsse von Feldspath im Glimmer und Amphibol des Kersantits von Wüstewaltersdorf in Schlesien erklären.

Nur in verhältnissmässig seltenen Fällen scheint die holokrystallin-porphyrische Structur in eine hypokrystallin-porphyrische überzugehen. Das ursprüngliche Gesteinsglas ist dann nur sehr selten noch als solches zu erkennen; es ist in feinkörnige oder feinschuppige anisotrope Aggregate übergegangen, wie dieses öfters bei den Camptoniten geschieht, oder aber seine ursprüngliche Anwesenheit kann nur noch aus dem Nachweis einer Mandelsteinstructur (Lavelline) erschlossen werden.

Die porphyrische Structur schliesst das Vorhandensein miarolitischer Hohlräume grossentheils aus; sie fördert dagegen die Entwicklung kugeliger Aggregate. So sind hier, wie bei den Minetten, radial gruppirte Feldspathleisten von einfachen sternförmigen Gruppen bis zu echten Feldspathsphärolithen eine nicht seltene Erscheinung. Auch die Mannichfaltigkeit in der Kugelbildung ist hier die gleiche, wie sie bei den Minetten beschrieben wurde (vergl. Pöhlmann l. c. pg. 96 und Richter, Das thüringische Schiefergebirge. Z. D. G. G. 1869, XXI. 398).

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung muss man bei den dioritischen Lamprophyren zwei Reihen unterscheiden, die Kersantite und die Camptonite.

Die Kersantite sind diejenigen dioritischen Lamprophyre, welche durch einen reichlichen Gehalt an dunklem Glimmer neben Plagioklas sich auszeichnen; die meisten Vorkommnisse sind arm oder frei von Hornblende, reich an Augit in der Malakolithform: doch schwankt die Menge dieser Begleiter des Biotits in ziemlichen Grenzen und dieselben können anscheinend gänzlich fehlen. Zu den Kersantiten gehören die allbekannten, Kersanton genannten Ganggesteine der Umgebung von Brest; dieselben sind recht phaneromer, panidiomorph-körnig und enthalten zwischen den Plagioklasleisten Orthoklas und Quarz in oft granophyrischer Verwachsung. Der Gehalt an Augit und Hornblende scheint zu schwanken, wenn ich die eigenen Erfahrungen mit den Angaben in der Literatur vergleiche; die mir bekannt gewordenen Varietäten sind z. Th. hornblendefrei, z. Th. hornblendearm. In diesen Gesteinen, deren Structur oft in die hypidiomorph-körnige übergeht, treten nicht gerade selten Pseudomorphosen von Talk auf, deren Muttermineral (Olivin oder Augit) nicht immer mit Sicherheit nachgewiesen werden kann. — Sehr nahe verwandt ist der Kersantit des Ganges an der Strasse zwischen Markirch und dem Gebirgskamm der Vogesen, mit reichlichem Augit, etwas primärer und uralitischer Hornblende, reich an Feldspath, dann auch oft durch zwei Feldspathgenerationen sich dem Habitus der Dioritporphyrite nähernd, stofflich und geologisch vielleicht recht nahe verwandt den gangförmigen Augitgranititen von Lavelline. Von Urbach und Lavelline beschrieb Cohen vogesische Vorkommnisse; auch in den Südvogesen, z. B. im kleinen Wegscheidthal bei Maasmünster, tritt der Kersantit auf. — Aus dem rheinischen Schiefergebirge wurde der Kersantit zuerst von Zirkendraht beschrieben; es sind fast stets panidiomorph körnig struirte Gesteine von normaler Zusammensetzung (Langenschwalbach), oder mit einem so reichlichen Gehalt an Pseudomorphosen von Strahlstein nach Olivin, dass man sie zu den Pilit-Kersantiten stellen muss (Heimbach).

Sehr mannichfach sind nach den Beschreibungen von Pöhlmann die Kersantite in Südthüringen und dem Frankenwalde entwickelt: sie gehören grossentheils zu den Vorkommnissen, auf deren Studium hin Gümbel die Gruppe der Lamprophyre aufstellte. Pöhlmann's erste Gruppe (Bruch Bärenstein, Klettigsmühle, Schleiz u. s. w.)

umfasst phaneromere, angenähert hypidiomorph-körnige Vorkommnisse, die neben Glimmer nur Augit, neben Oligoklas nur wenig Orthoklas enthalten. Der Quarz soll als Einsprengling und als Cäment der übrigen Gemengtheile vorhanden sein. Die 2. Gruppe (Falkenstein—Steinbachmühle, Steingrün, Dürrenwaidt, Fussgrund bei Göhren) ist orthoklasreich und enthält keinen porphyrischen Quarz, derselbe ist oft mit Orthoklas granophyrisch verwachsen. Die 3. Gruppe (Fischer's Haus, Heinrichshütte, Weitisbergaer Mühle) ist deutlicher porphyrisch, reicher an Augit und titanhaltigem Magnetit; die Feldspatheinsprenglinge werden für Labrador gehalten. Die 4. Gruppe ist durch primären Hornblendegehalt ausgezeichnet und kommt nur spärlich vor (Östreich bei Wurzbach, Weitisbergaer Mühle). — Eine etwas abweichende Stellung nimmt Gümbel's Lamprophyr von Marlesreuth durch seinen Gehalt an Quarz und Titanit ein; der Glimmer ist Anomit (nach Pöhlmann); neben diesem ist braune Hornblende und grüner Augit vorhanden.

Im Erzgebirge sind Kersantite anscheinend recht verbreitet; so beschreibt sie Sauer in normaler Entwicklung aus der Gegend von Buchholz und Annaberg und von Kunau bei Kupferberg, Schalch von der Section Annaberg, Siegert und Schalch von Thalheim und zwischen Kemtau und Dittersdorf, Sect. Burkhardtsdorf. Wahrscheinlich gehören auch hierher die z. Th. augitfreien, aber uralitische Hornblende führenden, von Dalmer und Schalch beschriebenen Ganggesteine der Sectionen Schneeberg und Schwarzenberg und die Titanit neben Magnetit und Ilmenit führenden Ganggesteine der Section Johanngeorgenstadt, welche z. Th. auf Gangspalten aufstiegen, welche schon vorher von Quarzporphyr erfüllt waren. Vielleicht ist hierher zu rechnen ein von Schröder als Glimmerdiorit beschriebenes Ganggestein aus dem Quittenbachthal, Section Zwota, welches aus Plagioklasleisten, braunem Biotit, lichtbräunlichem Augit und Magnetit mit Einsprenglingen von Hornblende und spärlichem Plagioklase besteht. Dieses Gestein, welches mechanisch aus Granitporphyr aufgenommene Quarzdihexaëder und Karlsbader Zwillinge von Orthoklas umschliesst, würde verknüpfend zwischen den Kersantiten und Camptoniten stehen. — Kersantite der Gegend von Zschopau beschrieben Kalkowsky und Schalch und Sauer; dieselben sind durch ein gewisses Vicariiren von Hornblende und Biotit interessant, welches sie gleichfalls als Bindeglied zwischen Kersantite und Camptonite stellt. Ein Gang dieser Gesteine im körnigen Kalk von Griesbach ist sehr dicht am Contact und hat

kugelige Structur angenommen (cf. Minette S. 317). — In gewissen ihrer Glieder ist mit den Kersantiten nahe verwandt die eigenthümliche, von Sauer und Schröder beschriebene, durch ihren Einschlussreichthum an granitischem Material bekannte Gruppe von Ganggesteinen, welche bei Tannenbergsthal den Phyllit und den Eibenstocker Turmalingranit durchsetzt. Diese Gesteine werden wesentlich aufgebaut aus Labrador in kleinen Leisten und grossen Einsprenglingen, Biotit, Augit oder Hornblende, Titan- und Magneteisen, Apatit, Pyrit und Neubildungen von Chlorit, Calcit, Epidot u. s. w. Olivin erscheint mehr oder minder reichlich in den augitreichen Abarten. Je nachdem nun Augit, Biotit oder Hornblende in diesen Gesteinen herrschen, entwickeln sich labradorporphyrit-, kersantit- oder dioritporphyritähnliche Varietäten, welche durch alle möglichen Übergänge mit einander verbunden sind. Alle diese Gesteine sind an der Berührung mit dem durchbrochenen Granit oft auf das allerinnigste mit demselben verflochten, durchschwärmen denselben bis auf 20 cm vom Contact in zahllosen feinsten Äderchen und umhüllen Theile des Granits vollständig. Derartige abgetrennte Theile des Granitgesteins, weit häufiger aber Gemengtheile desselben (rothgebrannter Orthoklas und Quarz; Glimmer scheint umgeschmolzen worden zu sein) erfüllen das Ganggestein local in überraschender Menge. In der älteren Literatur wurden diese Einschlüsse für Einsprenglinge gehalten und das Gestein als Dioritporphyr aufgeführt. G. vom Rath (Z. D. G. G. 1865. XVII. 399) erkannte deutlich und beschrieb meisterhaft die Natur dieser Einschlüsse, stellte das Ganggestein jedoch zu den Basalten, während Kalkowsky (L. J. 1876. 156) die Einschlussnatur des Orthoklas und Quarz läugnete und das Gestein zu den Diabasporphyriten stellte. Die Untersuchungen der genannten sächsischen Geologen thaten dar, dass diese Gesteine in einer holokrystallinen, ganz vorwiegend aus Plagioklas bestehenden, mit Magnetit und Eisenglanz durchsprenkelten, stets biotitführenden, local auch augitreichen und olivinhaltigen Grundmasse grosse Einsprenglinge von Labrador und Augit, spärlicher von Olivin und Magnetit, vereinzelt von Hornblende führen. Die Menge der Einsprenglinge schwankt sehr, sie fehlen gelegentlich ganz. — Tritt nun der Augit, welcher nicht den Habitus der lamprophyrischen, sondern der Diabasaugite hat, zurück, so nimmt die Menge des braunen Glimmers in gleichem Maasse zu und das Gestein ähnelt den Kersantiten; dabei bleibt die Structur ungeändert. Die hornblendereichen Varietäten, welche in drei Gän-

gen von geringer Mächtigkeit am Neuberger Schlossteich aufsetzen, zeigen durch ihren Reichthum an braunem basaltischem Amphibol, das Zurücktreten des Augits, die wechselnde Beimischung des Biotits eine unverkennbare Ähnlichkeit mit den Camptoniten.

Aus dem Riesengebirge beschrieb Liebisch das von G. Rose als Syenit bezeichnete Ganggestein aus dem Granitit von Buchwald als Kersantit und identificirte damit ein Ganggestein von Sorgenfri, NW. Christiania in Norwegen. Als auffällig ist hervorzuheben die im auffallenden Lichte schwarze, im durchfallenden braune Farbe des Augits dieser Gesteine. — Ein typischer Kersantit ist das von Kalkowsky beschriebene Ganggestein aus dem Culm bei Altfriedersdorf in dem Eulengebirge und das von Dathe eingehend untersuchte Vorkommen aus dem Culm von Wüstewaltersdorf.

Im Gneiss des niederösterreichischen Waldviertels wies Becke den normalen Kersantit mehrfach nach; die Structur ist eine deutlich holokrystallin-porphyrische durch zwei Generationen von Feldspath, Biotit und Augit. Merkwürdig ist das Fehlen der Eisenerze als primärer Gemengtheile. Hierher gehören Vorkommnisse zwischen Harau und Els, von Schiltingeramt neben dem Bauernhof Aschauer, von Himberg und von Langenlois.

Auch das von Mügge mikroskopisch beschriebene, von Pichler im Carbon des Steinacher Jochs in Tyrol aufgefundene und als quarzfreier Glimmerporphyrit bezeichnete Gestein dürfte zu den Kersantiten zu stellen sein. Ungewöhnlich ist das Vorherrschen der feldspathigen Gemengtheile (Labrador und Orthoklas), das Zurücktreten des dunkelbraunen Glimmers, der sich gern in unregelmässigen Blättchen an das reichliche Titaneisen ansetzt, das Herrschen des hellrosarothen bis farblosen Augits — Eigenschaften, die sich auch in manchen dichten Vogesenkersantiten (Urbach) z. Th. wiederfinden.

Im Odenwald kommt typischer Kersantit in äusserst kryptomerer Ausbildung bei Mittershausen vor.

Eine vermittelnde Stellung zwischen Kersantit und Minette nimmt das als Aschaffit von Gümbel beschriebene Ganggestein aus dem Gneiss des Spessart ein, dessen Gehalt an Quarz- und Feldspatheinsprenglingen den durchbrochenen krystallinen Schiefern entnommen ist (S. 293).

Durch vorzügliche porphyrische Structur, durch deutliche Übergänge in granitporphyrische Varietäten und starkes Schwanken in der chemischen Zusammensetzung, sowie durch seinen Chromit- oder

Picotit-Reichthum ist der von v. Groddeck vorzüglich beschriebene und untersuchte Kersantitgang zwischen Lautenthal und Langelsheim am Oberharz interessant. Die Quarzeinsprenglinge dieses Oberharzer Kersantits, welche sonst den Habitus des Quarzes der Granitporphyre besitzen, haben stets einen Saum von einem Gemenge aus Chlorit und Calcit; das weist auf ursprüngliche Augiteinfassung hin. Hieraus, sowie aus dem Fehlen des Quarzes als Gemengtheils der Grundmasse lassen sich schwerwiegende Einwände gegen die primäre Natur der Quarzeinsprenglinge ableiten.

Unter den von Bonney und Houghton beschriebenen Micatraps des Kendal- und Sedbergh-Districts im nördlichen England finden sich Kersantite in körniger und porphyrischer Ausbildung. — Ob hierher nicht auch ein Theil der von Michel-Lévy als porphyrites micacées beschriebenen Ganggesteine des Morvan gehören, bleibt zweifelhaft.

Stelzner untersuchte ein in den wohl mesozoischen Kalksteinen des Orescowitza-Thales im Banat gangförmig aufsetzendes minetteähnliches Gestein. Dasselbe enthält in holokrystalliner Grundmasse aus Feldspath, grünem Glimmer und Opacit Einsprenglinge von Glimmer, Hornblende, Plagioklas und sehr spärlich Apatit, Quarz und Pyrit.

Von den eigentlichen Kersantiten trennte Becke zuerst die Pilit-Kersantite oder wie man sie im reconstruirten frischen Zustande nennen müsste, Olivin-Kersantite. Dann würde man damit auch solche ursprünglich idente Gesteine vereinigen können, in denen die Metasomatose des Olivins andere Wege einschlug. Die Olivinkersantite sind durchweg quarzfrei und auch dieses scheidet sie von den normalen Kersantiten; indessen wurden bereits oben Vorkommnisse erwähnt, in denen neben vielleicht primärem Quarz auch accessorischer Olivin ursprünglich vorkam. Der Typus der Olivinkersantite ist im niederösterreichischen Waldviertel zu suchen; ihre Structur ist porphyrisch durch Wiederkehr der Biotit-, Augit- und Feldspathbildung. Die von Becke beschriebenen Vorkommnisse finden sich in der Umgebung von Els, an der Strasse zwischen Steinegg und St. Leonhard, bei den Kalksteinbrüchen von Marbach am linken Abhang des Kremsthals, zwischen Els und St. Johann, zwischen Gillau und Harau, im Reislingbach zwischen Gföhl und Krumau und bei Spitz an der Donau.

Einen Pilit-Kersantit beschrieb auch H. von Foullon als Gang im Granulit in dem tiefen Einschnitt der Iglava, W. von Trebitsch

in Mähren. Das Gestein ist glimmerarm und augitreich, der Glimmer vollkommen in Chlorit umgewandelt, welchem randlich oft Amphibolfasern beigemengt sind.

Auch das Gestein von Twedestrand, aus welchem die bekannten Sonnensteine abzustammen scheinen, ist ein glimmerarmer und augitreicher Olivinkersantit. Sollten die Sonnensteinmassen nicht auch fremde Einschlüsse sein?

Pöhlmann beschreibt einen Olivin-Kersantit aus Kalkstein der Colonie Sta. Maria del Apa in Paraguay.

Eine ganz eigenthümliche Stellung in der Familie der Kersantite nimmt das von Lossen entdeckte und zuerst beschriebene Ganggestein von Michaelstein am Harz aus dem oberen Wieder Schiefer ein, welches sich auch bei Altenbraack und Treseburg z. Th. in sphärolithisch-porphyrischer Ausbildung wiederfindet. Besonders sein Gehalt an Cordierit als ursprünglichem Gemengtheil und die Häufigkeit von accessorischen Bestandmassen, welche die Mineralcombinationen krystalliner Schiefer zeigen, bedingen seine Eigenart*.

Die zweite Gruppe der dioritischen Lamprophyre, die Camptonite, wurden zuerst von G. W. Hawes in seiner Mineralogy and Lithology of New Hampshire. Concord 1878. pag. 160 sqq. unter dem Namen basic diorites und porphyritic diorites beschrieben. Sie bilden Gänge im Glimmerschiefer der Livermore Falls des Pemigewassett in Campton unfern Plymouth, am Profile House, Franconia, am Dixville Notch u. s. w. und sind in Glacialgeschieben über ganz New Hampshire verbreitet. Trotz einer gewissen Mannichfaltigkeit in der mineralogischen Ausbildung, welche Hawes veranlasste, die Gesteine z. Th. mit verschiedenen Namen zu belegen (Amer. Journ. XVII. 1879. Februar. pag. 147 sqq.), sind dieselben chemisch und structurell so nahe verwandt, dass eine Zerreissung der Gruppen unthunlich scheint. Die Gesteine sind makroskopisch z. Th. ganz dicht, schwarz bis grauschwarz, von fast basaltischem Habitus, z. Th. durch Einsprenglinge basaltischer Hornblende, seltener durch solche von Plagioklas, oder durch Analcimkrystalle porphyrisch. Die eisenhaltigen Gemengtheile herrschen stark, der Feldspath tritt zurück, die Carbonatbildung ist allgemein verbreitet. Die mikroskopische Untersuchung enthüllt eine aus Plagioklasleistchen und braunen Amphibolsäulchen wesentlich aufgebaute

* Einige Bemerkungen über Contactwirkungen in Kalken und Thonschiefern an Kersantiten finden sich bei Pöhlmann (l. c. pag. 101) und Gümbel (Fichtelgebirge pag. 193) und von Groddeck (l. c. pag. 94).

Grundmasse, in welcher ziemlich allgemein aber stets sehr spärlich auch Biotit, meistens reichlich grüner Augit in oft vorgeschrittener Chloritisirung, Apatitnadeln und Titaneisenkrystalle eingebettet sind. Zwischen den Plagioklasleisten der Grundmasse scheint öfter in dünnen Häuten eine Gesteinsbasis von glasiger Beschaffenheit vorhanden gewesen zu sein; dafür spricht auch das gelegentliche Auftreten von kleinen, mit Calcit und Delessit erfüllten Mandeln. Als Einsprenglinge erscheinen am häufigsten grosse basaltische Hornblenden (oft in Perimorphosen), nur in einzelnen Vorkommnissen auch spärliche zersetzte Olivine oder hellbraunviolette Augite vom Habitus der basaltischen Augite und oft mit dem sanduhrförmigen Schalenbau. Diese Augiteinsprenglinge sind fast stets von Amphibolblättchen und -Säulchen umsäumt. Selten wächst die Menge dieser Augite älterer Generation bis zu mehr oder weniger vollständiger Verdrängung der Amphiboleinsprenglinge. Solche Gesteine nannte Hawes dann z. Th. Diabase und Olivindiabase. — Das Typische in der porphyrischen Structur liegt also auch hier in der Wiederkehr und dem Reichthum der Amphibol- und Pyroxenbildung, in dem ziemlich regelmässigen Fehlen des Feldspaths in der älteren Generation der Ausscheidungen. — Harrington giebt Kunde von dem Vorkommen desselben Gesteinstypus in Canada bei Montreal.

Das einzige mir bekannt gewordene europäische Gestein, welches mit den Camptoniten parallelisirt werden kann, ist das früher von Doelter (T. M. M. 1875. S. 179, 180 u. 304), zuletzt von A. Cathrein (Z. X. 1884. VIII. 221 sqq.) beschriebene Ganggestein aus dem Grödener Sandstein zwischen Roda und Predazzo an der Mündung der Val di Sadole in das Avisio-Thal. Dasselbe enthält zahlreiche, z. Th. sehr flächenreiche, scharfbegrenzte und oft verzwillingte Krystalle und mehr abgerundete Individuen von brauner Hornblende, selten Biotittafeln und Olivinpseudomorphosen, auch Plagioklas, den Cathrein als $Ab_9 An_5$ bestimmte, in einer aus Plagioklasleisten und sehr zierlichen Hornblendenadeln gemengten Grundmasse. Zwischen den Feldspathleisten der Grundmasse liegt eine aus büschelförmig aggregirten, überaus dünnen Feldspathleistchen und einem Gesteinsglas gemengte Mesostasis. Cathrein fand, dass die scharf begrenzten Amphibol-Einsprenglinge stets derart mit Magnetitoktaëderchen erfüllt waren, dass nur eine schmale, zonar struirte, durchsichtige Randzone übrig blieb, und dass sie oft von einer zarten, aus Calcit und Rutil gemengten braunrothen Hülle

umgeben waren. Den nicht scharf begrenzten Amphiboleinsprenglingen fehlen die Interpositionen und die Hülle.

Breñosa beschreibt unter dem Namen Mikrodiorite einige Ganggesteine aus dem Gneiss der Gegend von S. Ildefonso, welche ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach wohl zu den Camptoniten gehören könnten; doch stimmen die Angaben über die Structur dieser Gesteine nicht recht auf Lamprophyre.

Mineralogisch und chemisch stehen diesen Camptoniten die hornblendereichen, nicht ophitisch struirten Teschenite der schlesischen Karpathen recht nahe.

Schwerdt beschreibt Lamprophyrgesteine der Kersantitfamilie, z. Th. mit mehr Hornblende als Biotit, aber stets mit Augit, gelegentlich auch mit accessorischem Titanit, z. Th. von normalem Kersantitbestande aus den Provinzen Shantung und Liautung in China. In einem Gestein von Lung-wang-schan beginnt die Uralitisirung des Augit theilweise im Centrum. — Ein als Geschiebe im Pa-tau-hó gefundenes Gestein scheint den Camptoniten, an welche auch manche der andern anklingen, recht nahe zu stehn. Die braune Hornblende derselben wird von 110 und 010 so begrenzt, dass die Querschnitte regelmässig hexagonal erscheinen. Alle diese Gesteine bilden Gänge in Gneiss, Granit, Hornblendeschiefer und schwarzem Quarzit.

Anhang: Ch. Barrois beschreibt eine Gruppe von Eruptivgesteinen aus Asturien unter dem Namen Kersantites quartzifères récentes. Die meistens durch Plagioklas- und Biotiteinsprenglinge in dunkelblaugrauer Grundmasse schon für das blosse Auge porphyrischen, selten körnigen oder ganz dichten Gesteine bilden der Beschreibung nach vorwiegend Gänge in den palaeozoischen Schichten der asturischen Provinzen, zumal im Cambrium, und durchsetzen noch deutlich gangförmig die Kohlenschiefer bei Ynfiesto. Hier stehen südlich des eine Verwerfungsspalte ausfüllenden Ganges die Carbonschichten an, während nördlich desselben Turon auftritt. Demnach wäre dieser Kersantite quartzifère récente zur Zeit der Spaltenbildung, durch welche die Kreide gehoben ist, emporgedrungen. Da nun aber die Kreide vom Eocän concordant überlagert wird, so müssen nach der Ansicht von Barrois diese Spalten und mit ihnen der jüngere Quarzkersantit zur Zeit der grossen Pyrenäendislocation am Schlusse des Eocän und vor dem Miocän entstanden sein. — Bei normaler Ausbildung besitzen diese Gesteine die holokrystallin-porphyrische Structur; nach Ausscheidung der Apatite, Magnetite und Ilmenite, sowie des nicht eben

spärlichen Zirkons entwickelten sich idiomorphe Individuen von dunkelbraunem Biotit, meist grüner, seltener brauner Hornblende, mehrerer Pyroxene und eines triklinen Kalknatronfeldspaths. Alle diese älteren Ausscheidungen, welche vielfach chemische und mechanisehe Deformationen erfahren haben, liegen in einer Grundmasse aus schmalen Plagioklasleistchen, die von ungestreiftem Feldspath und Quarz verkittet werden. Die Plagioklaseinsprenglinge, welche oft zonare Structur und centrale oder zonar geordnete Glaseinschlüsse und solche der älteren farbigen Gemengtheile besitzen, sind mikrotinartig, glasig, aber oft in den einschlussreichen Theilen zersetzt. Neben den normalen Umwandlungsproducten findet sich in den Vorkommnissen von Locano, Selviella und Cierva, von denen mir durch Herrn Barrois' Güte Proben zur Verfügung standen, überraschend oft die Umwandlung der Feldspathe zu einer amorphen Substanz vom Habitus des Halloysit. Die Feldspatheinsprenglinge werden von Barrois auf Grund ihrer Auslöschungsschiefe in einer zu M senkrechten Zone in den kryptomeren Abarten der Gesteine für Labrador, in den porphyrischen und körnigen für Oligoklas, die Plagioklasleisten der Grundmasse allenthalben für Oligoklas gehalten. — Die bei grüner Farbe nach der Prismenaxe oft fasrige Hornblende, sowie der Biotit werden gern von Magnetitkränzen umsäumt. — Von Pyroxenen trifft man in diesen Gesteinen einen normalen, hellgrünen monoklinen Augit in Krystallen, die oft zerbrochen sind oder gerundete Ecken und Kanten besitzen, bald einen rhombischen, der nach Form (herrschende verticale Pinakoide, schmales Prisma, stumpfe Terminalflächen), Spaltbarkeit, Pleochroismus und Axenlage zum Hypersthen zu rechnen ist; die geringe Apertur des negativen Axenwinkels lässt auf hohen Eisengehalt schliessen. Augit, wie Hypersthen sind gelegentlich mit grüner Hornblende parallel verwachsen und sicher älter als diese. Barrois nennt nicht den Hypersthen als Gemengtheil dieser Gesteine, sondern beschreibt statt seiner als Gedrit einen Gemengtheil von folgenden Eigenschaften: Form monoklin oder rhombisch, Querschnitte achtseitig wie bei Augit mit herrschenden Pinakoid- und zurücktretenden Prismenflächen, terminal eine Pyramide; Spaltbarkeit wenig vollkommen nach einem für Pyroxen zu grossen Prismenwinkel, Ebene der optischen Axen senkrecht zur Prismenaxe, welcher die mittlere Elasticität entspricht; Bissectrix des spitzen Axenwinkels positiv; der parallel der Prismenaxe schwingende Strahl ist blaugrün, der dazu senkrecht schwingende bräunlichgelb. — Der

nur selten als Einsprengling, in der Grundmasse dagegen reichlich vorhandene Quarz hat die Eigenschaften des Granitquarzes, umschliesst auch die für Rutil gehaltenen dunklen Nädelchen. Ganz accessorisch wurden von Barrois Molybdänit, Turmalin und Pyrit beobachtet; in einem Handstücke von Locano beobachtete ich Hercynitnestchen, welche auffallend an diejenigen im Klausener Quarzglimmerdiorit erinnern. — Die dichten Abarten sind quarzärmer und basischer als die phaneromer körnigen und porphyrischen. Wo körnige Structur vorhanden ist, da steht sie der panidiomorph-körnigen näher, als der hypidiomorph-körnigen.

Aus dem Gesagten ergiebt sich, dass diese asturischen Eruptivgesteine nicht wohl zu den Kersantiten in dem hier gebrauchten Sinne gestellt werden können; sie sind eben keine Lamprophyre. Gehören sie zu den Ganggesteinen und das ist nach Barrois' Beschreibung trotz des 3 km langen und 1 km breiten Massivs zwischen Salave und Campos anzunehmen, dann muss man diese Gesteine zu den granitporphyrischen Ganggesteinen und speciell zu den Dioritporphyriten stellen.

Damit scheinen auch die Einwirkungen dieser Gesteine auf die durchbrochenen Schiefer in Einklang zu stehen. Nach Barrois zeigen die kleineren Gänge keinerlei Beeinflussung ihres Nebengesteins. Um die mächtigeren Gänge (Lomes, Presnas) und das genannte „Massiv" von Salave findet sich ein äusserer, durchschnittlich 30 m mächtiger Contacthof von Fleckschiefern (schistes tachetés) und eine innere 3—4 m mächtige Zone von chloritischen Glimmerschiefern (micaschistes chloriteux). In der äusseren Zone zeigen die Schiefer matte, durch eine Anhäufung von braunem Glimmer bedingte Flecke auf glänzendem Grunde; ausser dieser Veränderung und einer nicht ganz sicher erwiesenen Granatneubildung sind die Schiefer unverändert. — Die chloritischen Glimmerschiefer der inneren Contactzone sind grünlichweiss und bestehen wesentlich aus Quarz, Muscovit und meist herrschendem Chlorit, der secundär aus Biotit entstanden ist und nadelförmige Eisenerze, sowie Sphen, enthält. Accessorisch führen diese Gesteine Eisenglanz und Andalusit; sie stellen demnach schiefrige Hornfelse dar. — Auch die Umwandlung des Haematitlagers im Obercambrium bei Celleiro in Magnetit wird der Einwirkung der Kersantites quartzifères récentes zugeschrieben.

III. Classe: Ergussgesteine.

Literatur.

H. Rosenbusch, Über das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur bei Massengesteinen. L. J. 1882. II. 1—16.

Die Ergussgesteine, deren normalen Typen wir besonders unter der geologischen Form von Decken und Strömen begegnen, sind ihrem Wesen nach Oberflächengesteine. Sie zeigen uns in fester Form diejenigen Theile der tellurischen Eruptivmassen, welche auf Spalten der Erdrinde bis zu Tage emporstiegen und sich dann über Theile der Erdrinde fliessend oder quellend ausbreiteten. Da nun anscheinend keinerlei Grund vorliegt anzunehmen, dass die in den Tiefengesteinen und die in den Ergussgesteinen geologische Gestaltung gewinnenden Eruptivmagmen uranfänglich verschiedene seien, so sollte man glauben, es müsse für ein jedes Tiefengestein ein in chemischem und mineralogischem Sinne äquivalentes Ergussgestein geben, welches sich, den veränderten Verfestigungsbedingungen entsprechend, wesentlich nur durch seine Structur unterschiede. Das ist jedoch nur in beschränktem Maasse der Fall. Allerdings giebt es Ergussgesteine, die nach ihrem mineralogischen und chemischen Bestande je den Graniten, Syeniten, Elaeolithsyeniten, Dioriten u. s. w. parallel stehen. Aber eine genauere Vergleichung der Quarzporphyre und Liparite mit den Graniten, der quarzfreien Porphyre und Trachyte mit den Syeniten, der Phonolithe mit den Elaeolithsyeniten, der Andesite mit den Dioriten u. s. w. lehrt, dass im Allgemeinen ein bestimmtes Ergussgestein sich jeweils von dem ihm entsprechenden Tiefengestein durch höheren Gehalt an Kieselsäure und Oxyden der einwerthigen Metalle, durch geringeren Gehalt an Oxyden der zweiwerthigen Metalle auszeichnet. Man

kann das kurz so ausdrücken, dass ein Ergussgestein stets etwas acider ist, als das äquivalente Tiefengestein. Bei holokrystalliner Entwicklung beider Gesteine muss demzufolge und ist auch das Ergussgestein specifisch leichter, als das gleichwerthige Tiefengestein. Dieser Unterschied in der Dichte kann natürlich noch bedeutend dadurch vergrössert werden, dass das Ergussgestein keine holokrystalline Entwicklung erreicht, sondern hypokrystallin ausgebildet wird.

Die Ursache dieser constant wiederkehrenden chemischen Differenz, welche mineralogisch natürlich ihren Ausdruck in der geringen Menge der nicht feldspathigen Gemengtheile und in der grösseren Prävalenz der Alkalifeldspathe gegenüber den Kalknatronfeldspathen findet, lässt sich nicht etwa dadurch erklären, dass die Ergussgesteine auf ihrem Wege zur Erdoberfläche durch Einschmelzen von Theilen der Spaltenwände in dem angegebenen Sinne chemisch verändert würden. Dem widersteht die Zusammensetzung der oberen Theile der Erdkruste. Es findet aber dieses Verhältniss eine naturgemässe Erklärung, wenn man annimmt, dass in den Eruptivmagmen während ihres langsamen Emporsteigens in den Spalten und während ihres Verharrens in denselben eine Differenzirung nach dem specifischen Gewichte stattfinde, wie in einer Salzlösung, die längere Zeit in einem hohen Becherglase in Ruhe bleibt. Dann müssen nothwendig die als Tiefengesteine sich entwickelnden Theile eines Eruptivmagmas etwas basischer, alkaliärmer, an alkalischen Erden und Eisen reicher werden, als diejenigen Theile, welche an der Erdoberfläche zu Ergussgesteinen werden.

Wenn es für die normalen Tiefengesteine structurell bezeichnend war, dass jeder ihrer Gemengtheile nur innerhalb einer einzigen, continuirlichen Bildungsperiode zur krystallinen Ausscheidung gelangte, so ist es für die normal entwickelten Ergussgesteine charakteristisch, dass einer oder mehrere ihrer Gemengtheile in wenigstens zwei zeitlich getrennten Perioden sich aus dem Eruptivmagma ausschieden, wobei je die ältere Generation sich gegenüber der oder den jüngeren meistens durch vollkommeneren Idiomorphismus und durch bedeutendere Dimensionen auszeichnet. Dieses Verhältniss führt bekanntlich in den prägnantesten Fällen zu einem, gewöhnlich auch makroskopischen Gegensatz von Einsprenglingen (Individuen der älteren Generationen der Mineralbildungen) und Grundmasse (Gesammtheit der Krystallisationsproducte der jüngeren Generationen zusammen mit eventuell vorhandenen, amorph

erstarrten Krystallisationsrückständen). Es sollen nun diejenigen Structurformen, welche in der eben erwähnten Wiederkehr oder Recurrenz gleichartiger oder gleicher Mineralbildungen begründet sind, als porphyrische Structuren bezeichnet werden. Sie sind die für normale Ergussgesteine charakteristischen Structurformen. Man hat daher wohl auch geradezu die Ergussgesteine als porphyrische bezeichnet, wie man ähnlich die Bezeichnungen Tiefengesteine und körnige, oder strenger genommen hypidiomorph-körnige als Synonyma betrachtet hat und betrachten kann.

Die Entwicklung der porphyrischen Structur in den Ergussgesteinen ist die nothwendige Folge von den Bildungsbedingungen derselben. Ihre Entwicklung ist keine rein intratellurische, wie diejenige der Tiefengesteine; bei ihnen folgt vielmehr auf die intratellurische noch die Effusionsperiode und man kann mit einer an volle Sicherheit grenzenden Wahrscheinlichkeit den Satz aufstellen, dass die Krystallisation der älteren Generation der Gemengtheile (Einsprenglinge) sich wesentlich während der intratellurischen, diejenige der jüngeren Generation und die schliessliche Verfestigung (Grundmasse) während der Effusionsperiode vollzieht. Die Richtigkeit dieses Satzes ergiebt sich, abgesehen vom Studium des fertigen Gesteins, besonders aus dem Studium momentan gekühlter Theile fliessender Lavamassen. Eine Lava ist im Momente ihres Ergusses nicht eine reine schmelzflüssige Lösung, sondern eine schmelzflüssige Lösung, in welcher grössere oder kleinere Mengen ausgeschiedener Mineralien in idiomorpher Begrenzung schwimmen. Die Bedingungen, unter denen sich die krystalline Ausscheidung der älteren Gemengtheilsgenerationen vollzieht, sind eingreifend verschieden von den Bildungsbedingungen der „Grundmasse". Mit dem Austritt des Eruptivmagmas an die Erdoberfläche ändert sich, da mit abnehmendem Drucke der Wassergehalt desselben in rasch zunehmendem Massstabe entweicht, die chemische Zusammensetzung; die Lava wird durch Abgabe ihres Wassergehalts mehr oder weniger plötzlich viel saurer. Zugleich aber beginnt mit der Effusion des Eruptivmagmas eine beschleunigte Temperaturabnahme und damit eine mehr oder weniger bedeutende Verringerung der Molekularbeweglichkeit. Diese Verhältnisse beeinflussen die Gesteinsentwicklung nach zweierlei Richtungen: einmal werden manche intratellurisch abgeschiedene Verbindungen durch die plötzlich stark zunehmende Acidität des Eruptivmagmas bestandsunfähig und erleiden demzufolge Resorptionen unter Abscheidung neuer, den ver-

änderten Bedingungen entsprechenden Salze; andererseits muss für die während der Effusionsperiode entstehenden krystallinen Ausscheidungen neben den für gemischte Lösungen geltenden Krystallisationsgesetzen auch die rasch sinkende Temperatur und die davon abhängige Löslichkeit bestimmend in den Process der Gesteinsverfestigung eingreifen.

Es liegt demnach zwischen der Bildung der intratellurisch ausgeschiedenen Einsprenglinge und der mehr oder weniger krystallinen Verfestigung der Grundmasse allerdings ein Abschnitt, eine Art Hiatus in der Gesteinsentwicklung. Es wäre jedoch gewiss unrichtig, wollte man aus den Mengenverhältnissen der Einsprenglinge und der Grundmasse einen strengen Schluss auf die im Augenblick der Eruption vorhandenen Mengen von ausgeschiedenen Salzen und schmelzflüssiger Mutterlauge ziehen. Vielmehr weisen manche Erscheinungen darauf hin, dass die intratellurisch gebildeten Einsprenglinge während der Effusionsperiode des Gesteins in der restirenden schmelzflüssigen Mutterlauge weiter wachsen können und wirklich weiter wachsen. Ja, man wird die in centralen Theilen von Ergussgesteinen gar nicht seltene, und wohl wesentlich durch die langsame Abkühlung bedingte, holokrystalline, bald hypidiomorph-, bald panidiomorph-körnige Structur mit grosser Wahrscheinlichkeit durch das stete Weiterwachsen der Einsprenglinge erklären dürfen.

Die angegebenen Verhältnisse bei der Entwicklung eines Ergussgesteines bedingen zugleich eine Anzahl weiterer, charakteristischer Unterschiede derselben gegenüber den Tiefengesteinen, wie die Häufigkeit ihrer Begleitung durch lose oder secundär verfestigte Auswurfsmassen (Tuffe), die weite Verbreitung fluidaler Phänomene, und die zumal randlich auftretende Discontinuität in der Raumerfüllung, die man als schlackige, blasige u. s. w. oder Mandelsteinstructur bezeichnet. Die Entwicklung von rundlichen, glattwandigen Hohlräumen in den Eruptivgesteinen, welche durch Entweichen von Gasen bedingt sind, haben zweifelsohne das Vorhandensein plastischer, schmelzflüssiger Substanz zur Voraussetzung.

Wenn nun allen normalen Ergussgesteinen gleichmässig die porphyrische Structur im Gegensatz zu der körnigen der Tiefengesteine als wesentlich zugesprochen werden muss, so ist dennoch die Art der Ausbildung dieser Structur eine sehr wechselvolle. An dieser Stelle sollen nur solche Verhältnisse besprochen werden, welche in mehr oder weniger allen Familien der Ergussgesteine

wiederkehren; auf eine oder wenige Familien beschränkte Einzelheiten werden am geeigneten Orte nachzuholen sein.

Zunächst ist in den Ergussgesteinen das Mengenverhältniss von Einsprenglingen (Ausscheidungen der älteren Generationen) und Grundmasse (jüngere Generationen und amorphe Krystallisationsrückstände) ein in weiten Grenzen schwankendes. Einsprenglinge. wie Grundmasse können nicht nur in verschiedenen Gesteinen, sondern auch an verschiedenen Orten desselben Gesteinskörpers bis zu Null herabsinken. Dadurch vollziehen sich nach der einen Seite hin die Übergänge in körnige Structur; das andere, entgegengesetzte Extrem ist sehr selten und führt z Th. auch zu körniger Structur (bei holokrystalliner Entwicklung), z. Th. zu glasigen Gesteinsformen.

Da die Ergussgesteine aus denselben Mineralien sich zusammensetzen, wie die Tiefengesteine, so kann man ihre Gemengtheile in dieselben vier Gruppen zusammenfassen: 1) Erze und accessorische Gemengtheile (Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz, Apatit. Zirkon, Titanit u. s. w.), 2) die farbigen, eisen- und magnesiahaltigen Silikate (Olivin, Glimmer, Amphibole, Pyroxene), 3) die feldspathigen, kalk- und alkalihaltigen Gemengtheile (eigentliche Feldspathe, Nephelin, Leucit, Melilith, Sodalith, Haüyn). 4) die freie Kieselsäure. — Soweit diese Mineralien unter den Einsprenglingen, also in den älteren Generationen auftreten, ist die Reihenfolge allenthalben und stets diejenige, in welcher sie hier aufgeführt wurden. Setzen wir nun ein Ergussgestein von solcher chemischen Zusammensetzung voraus, dass alle die genannten vier Gruppen von Gemengtheilen unter den Einsprenglingen gebildet werden könnten, so ist es hervorzuheben, dass keineswegs immer auch alle diese Gruppen in älteren, also intratellurischen Generationen auch wirklich erscheinen. Vielmehr fehlt oft eine oder gar mehrere dieser Gruppen; dabei herrscht jedoch fast ausnahmslos die Gesetzmässigkeit, dass niemals eine frühere Gruppe fehlt wenn eine spätere vorhanden ist. Diese Thatsache erklärt sich von selbst dadurch, dass die Effusion des Gesteins in einem Falle früher — mit Bezug auf seinen intratellurischen Entwicklungsgang — stattfand, als in einem andern Falle, so dass also im zweiten Falle ältere Mineralbildungen vorhanden sein werden. die im ersten fehlen.

Wenn schon bei den Tiefengesteinen hie und da Phänomene der magmatischen Resorption bestandunfähig gewordener älterer

Ausscheidungen trotz der grossen Stetigkeit in den Bildungsbedingungen dieser Felsarten nachgewiesen werden konnten, so müssen bei der mehr sprungartigen Entwicklung der Ergussgesteine, zumal bei dem plötzlichen Wasserverlust derselben in der Eruptionsperiode derartige Erscheinungen als häufiger vorkommende zu erwarten sein. Die Erfahrung bestätigt das vollauf. Solche Resorptionsphänomene sind namentlich in der zweiten und vierten der oben aufgestellten Gruppen von Gemengtheilen oft zu beobachten; sie fehlen aber keineswegs den andern zwei Gruppen, wenn schon sie hier im Ganzen weit seltener sind.

Die in dem Eruptivmagma bereits in Krystallen ausgeschiedenen Einsprenglinge sind während des Ausbruchs und bei dem Erguss derselben über die Erdoberfläche bedeutenden mechanischen Einwirkungen unterworfen, die eine Zerbrechung derselben um so leichter bedingen werden, je anisometrischer ihre Gestalt ist und je viscoser die Mutterlauge wird. Diese Zerbrechungen unterscheiden sich von den durch Gebirgsdruck bedingten mechanischen Deformationen leicht dadurch, dass sie nie den Charakter von Quetschungen haben, also auch nie zu randlicher oder totaler Zertrümmerung führen und in ihrem Betrage nicht mit dem Orte wechseln, demnach auch z. B. keine sog. undulöse Auslöschung bedingen. Elastische Gemengtheile, wie z. B. Glimmerkrystalle können natürlich durch die Eruptionsvorgänge Verbiegungen und Knickungen erleiden, die in keiner Weise von den durch Gebirgsdruck hervorgerufenen Deformationen in gewissen Stadien zu unterscheiden sind.

Der Idiomorphismus der Einsprenglinge ist, von den besprochenen Ausnahmen abgesehen, im Allgemeinen allenthalben ein sehr vollkommener. Man kann es jedoch als einen Erfahrungssatz aufstellen, dass der Grad des Idiomorphismus der Einsprenglinge im umgekehrten Verhältniss zur krystallinen Entwicklung der Grundmasse steht. Diese Thatsache erklärt sich leicht, wenn man beachtet, dass eine unvollkommen krystalline Entwicklung der Grundmasse rasche Erstarrung der Mutterlauge voraussetzt. Dadurch wird die Periode magmatischer Resorptionen und also chemischer Deformationen abgekürzt und zugleich die Möglichkeit für ein längeres Weiterwachsen der Einsprenglinge genommen, wodurch gegenseitige Formverkümmerung eintreten könnte.

Die wesentlichsten Verschiedenheiten in der porphyrischen Structur sind durch die Ausbildung der Grundmasse bedingt. Bei der Verfestigung derselben wirken sich offenbar zwei Momente

entgegen: die zur Ausscheidung krystalliner Verbindungen führende chemische Verwandtschaft und die zu amorpher Erstarrung führende rasche Temperaturabnahme. Denken wir uns dies erste Moment sehr gross gegenüber dem zweiten, so wird die bei der Effusion noch vorhandene schmelzflüssige Mutterlauge in lauter krystalline Verbindungen zerfallen und wir haben eine holokrystalline Grundmasse; die Structur des Ergussgesteines heisse dann eine holokrystallin-porphyrische. Wenn dagegen die Abkühlung nach der Eruption so rapide fortschreitet, dass die chemische Verwandtschaft nicht wirksam werden kann, so muss die noch vorhandene schmelzflüssige Mutterlauge amorph erstarren, wir erhalten eine glasige Grundmasse und das Ergussgestein hat vitroporphyrische Structur. Es fehlen dann die jüngeren Generationen der Gemengtheile mehr oder weniger vollständig. — Zwischen diesen beiden Ausbildungsformen in der Mitte steht die hypokrystallin-porphyrische Structur, bei welcher das Ergussgestein eine aus krystallinen Ausscheidungen und amorph erstarrten Theilen der Mutterlauge gemischte Grundmasse besitzt. Diese letztere Art der porphyrischen Structur ist einer grossen Mannichfaltigkeit der Ausbildung fähig, welche erst später zur Darstellung gelangen kann.

Die vergleichende mikroskopische Untersuchung der Gesammtheit aller Einsprenglinge einerseits mit Componenten einer holokrystallinen Grundmasse andererseits lehrt, dass die Recurrenz gleicher oder gleichartiger Mineralbildungen, wie sie unter den Einsprenglingen auftreten, auch in der Grundmasse sich im Allgemeinen nicht auf alle oben unterschiedenen vier Gruppen von Gemengtheilen erstreckt. Es fehlt oft eine oder mehrere derselben und hier besteht, im Gegensatz zu dem oben aufgestellten Gesetz für die Einsprenglinge, die Regel, dass fast niemals eine frühere Gruppe von Gemengtheilen in der Grundmasse auftritt, wenn eine spätere fehlt. Es sind ganz wesentlich die Gemengtheile der Gruppen 3 und 4, welche wir in den Grundmassen antreffen; nur bei recht basischen Gesteinen geht die Recurrenz der Generationen bis in die 2. und selten bis in die 1. Gruppe zurück. Ob und welche Unterschiede in der chemischen Constitution zwischen Gemengtheilen der 2. Gruppe einer älteren und einer jüngeren Generation vorhanden seien, darüber liegen bisher kaum sichere Beobachtungen vor. Man hat dagegen bei der vergleichenden Untersuchung der Feldspathe älterer und jüngerer Generationen

in den verschiedensten porphyrischen Gesteinen theils es sicher nachweisen, theils es sehr wahrscheinlich machen können, dass die Acidität der verschiedenen Generationen im umgekehrten Verhältniss zu ihrem Alter steht.

Hieraus, sowie aus der Thatsache, dass im Allgemeinen auch in der Grundmasse die Reihenfolge der Ausscheidungen in der oben angegebenen Sequenz verläuft, folgt, dass nicht nur während der Periode intratellurischer krystalliner Entwicklung stets der als Mutterlauge vorhandene Gesteinsrest saurer ist, als das Gesammtgestein, sondern dass auch im Augenblick der Eruption und in jedem Abschnitt der Effusionsepoche diese Beziehung zwischen dem jeweils vorhandenen Reste schmelzflüssiger Mutterlauge (eventuell wasserfrei gedacht) und dem Gesammtgestein bestehen muss. Andererseits muss natürlich in jedem Augenblick der Gesteinsentwicklung die Summe der krystallinen Ausscheidungen basischer sein, als das Gesammtgestein. Letztere Differenz wird bei holokrystalliner Entwicklung der Grundmassen immer kleiner werden, bis sie $= 0$ ist. — Soweit bisher chemische analytische Untersuchungen zur Controle der hier aus der mikroskopischen Beobachtung abgeleiteten Verhältnisse vorliegen, liefern sie eine vollkommene Bestätigung. Es bedarf nicht der Erwähnung, dass natürlich metasomatische Vorgänge (Verwitterung) diese Verhältnisse trüben, ja sogar verwischen können.

Bei holokrystallinen Grundmassen variirt die Modalität der Ausbildung wiederum, je nachdem die Gemengtheile derselben alle eine mehr oder weniger vollkommen idiomorphe Begrenzung zeigen, oder eine solche nur einigen Gemengtheilen zukommt oder endlich allen Gemengtheilen fehlt. Die hieraus sich ergebenden Structurverhältnisse der Grundmassen sollen nach Analogie der Tiefen- und Ganggesteine als panidiomorph-, hypidiomorph- und allotriomorph-körnig bezeichnet werden.

Die amorphen oder doch nicht streng nachweisbar krystallinen Theile hypokrystalliner Grundmassen von Ergussgesteinen pflegt man nach Vorgang von Zirkel mit einem nicht gerade glücklich gewählten, aber ziemlich allgemein angenommenen Worte Basis zu nennen. Früher hatte Vogelsang und ich dieselben, allerdings auch nicht glücklich, als Magma bezeichnet und diese Benennung erscheint noch heute hie und da in der Literatur. Es ist besser, dieselbe ganz fallen zu lassen.

Aus Gründen, die z. Th. pag. 6 angedeutet wurden, z. Th. in

der historischen Entwicklung der Geologie und Petrographie zu suchen sind, hat man die Ergussgesteine in eine ältere und jüngere Reihe gesondert, welche hier als palaeovulkanische und neovulkanische Ergussgesteine geschieden worden sind. Wie weit diese Unterscheidung sich auch petrographisch rechtfertigen lässt, kann an dieser Stelle nicht angegeben werden. Aus der im Folgenden gegebenen Darstellung beider Gruppen von Ergussgesteinen wird der Leser selbst sich am besten eine Ansicht bilden können. Es ist billig zu bemerken, dass die Altersbestimmung einer nicht unbedeutenden Anzahl von Vorkommnissen, die zu den neovulkanischen Ergussgesteinen gerechnet werden, keine directe und unmittelbare, sondern eine auf Analogieschlüsse basirte ist.

REESE LIBRARY
UNIVERSITY
CALIF.

III. A. Die palaeovulkanischen Ergussgesteine.

Die palaeovulkanischen Ergussgesteine stellen nach mineralogischer und chemischer Zusammensetzung eine ziemlich continuirliche Reihe dar, welche der Reihe der Tiefengesteine — von den oben erwähnten unterscheidenden Charakteren abgesehen — parallel läuft. Die Mannichfaltigkeit dieser Reihe ist eine weit geringere, als diejenige der neovulkanischen Ergussgesteine. Man pflegt der älteren Reihe der Ergussgesteine als petrographisch charakterisirend eine mehr lithoide oder steinige Ausbildung der Grundmassen nachzusagen, während glasige Ausbildung mehr für die neovulkanischen Gesteine bezeichnend sein würde. Es ist sehr schwer und in vielen Fällen unmöglich zu entscheiden, ob dieser Unterschied dort, wo er auftritt, ein primärer oder ein secundärer sei.

Innerhalb der palaeovulkanischen Ergussgesteine unterscheidet man nach dem chemischen und mineralogischen Bestande die folgenden Hauptgruppen:

a) Familie der Quarzporphyre; sie sind die palaeovulkanischen Aequivalente der Granitgesteine und bei normaler Entwicklung durch das Auftreten der Combination Quarz-Alkalifeldspath unter den Einsprenglingen charakterisirt.

b) Familie der quarzfreien Porphyre; palaeovulkanische Aequivalente der Syenite sind sie mineralogisch durch das Herrschen der Alkalifeldspathe und das Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen charakterisirt. Die Grundmasse enthält sehr oft Quarz.

c) Familie der Porphyrite; palaeovulkanische Aequivalente der Dioritgesteine, sind sie durch herrschende Kalknatronfeldspathe unter den Einsprenglingen gekennzeichnet, welche von Biotiten, Amphibolen oder rhombischen Pyroxenen begleitet werden. Es giebt quarzhaltige und quarzfreie Arten.

d) **Familie der Augitporphyrite und Melaphyre**; palaeovulkanische Aequivalente der Gabbros und Diabase, sind sie durch herrschende Kalknatronfeldspathe als Einsprenglinge charakterisirt, welche von Augit begleitet werden. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten.

e) **Familie der Pikritporphyrite**; palaeovulkanische Aequivalente der Peridotite; ihnen fehlt der Feldspath unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse; sie sind im Allgemeinen reich an Olivin.

Wie man sieht, sind bisher keine palaeovulkanischen Aequivalente der Elaeolithsyenite bekannt geworden. Das ist die auffallendste Lücke in dieser Gesteinsreihe.

III. A. a. Familie der Quarzporphyre.

Literatur.

S. Allport, On certain ancient devitrified pitchstones and perlites from the lower Silurian district of Shropshire. Quart. Journ. 1877. 23. May and Geol. Mag. (2) IV. No. 157. 332. July 1877.

— Note on the pitchstones of Arran. Geol. Mag. 1881. Oct. (2) VIII. No. 208. 438.

— On the microscopic structure of the pitchstones and felsites of Arran. Geol. Mag. 1872. IX. 1—9 and 536—545.

Fr. Arno Anger, Mikroskopische Studien über die klastischen Gesteine. T. M. M. 1875. Heft 3.

Ch. Barrois, Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Lille. 1882.

F. Becke, Notizen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. T. M. P. M. 1885. VII. 250.

H. Behrens, Mikroskopische Untersuchung des Pechsteins von Corbitz. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. 1871. XXI. 267.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg i. E. 1879—81.

F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Zeitschr. f. d. ges. Nat. LV. Halle. 1882.

T. G. Bonney, Note on the microscopic structure of some Welsh rocks. Q. J. G. S. XXXIV. 1878. No. 133. 144—146.

— Note on the felsite of Bittadon, N. Devon. Geol. Mag. (2) V. No. 167. 207—209.

— On certain rock-structures, as illustrated by pitchstones and felsites of Arran. Geolog. Mag. (2) IV. No. 161. November 1877. 499—511.

— On the quartz-felsites and associated rocks at the base of the Cambrian series in north-eastern Caernarvonshire. Q. J. g. S. 1879. XXXV. No. 138. 309—321.

— On some nodular felsites in the Bala Group of North-Wales. Q. J. g. S. XXXVIII. 1882. 289—296.

Em. Bořicky, Der Glimmerpikrophyr, ein neues Gestein, und die Libsičer Felswand. T. M. P. M. 1878. I. 493—516.

J. G. Bornemann, Von Eisenach nach Thal und Wutha. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin. 1884. 383—409.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania. 1882.

Al. Cathrein, Pechsteinporphyr von San Lugano. L. J. 1883. II. 185—186.

C. Chelius, Zur Kenntniss der älteren porphyrischen Gesteine des nördlichen Odenwaldes. Notizblatt des Ver. f. Erdkunde. Darmstadt. 1885. 4. Folge. Heft. V. 29—38.

E. Cohen, Die zur Dyas gehörigen Gesteine des Odenwalds. Heidelberg. 1871.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im östlichen Süd-Afrika. II. Jahresber. d. geograph. Ges. in Hamburg 1875.

G. A. J. Cole, On hollow spherulites and their occurrence in ancient british lavas. Q. J. g. S. 1885. XLI. No. 162. 162—169.

— On the alteration of coarsely spherulitic rocks. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 166. 183—192.

A. Cossa ed E. Mattirolo, Sopra alcune roccie del periodo siluriano nel territorio d'Iglesias. Atti R. Accad. Torino 1881. XVI.

G. R. Credner und E. Dathe, Erläuterungen zu Section Leisnig der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1879.

Ch. Whitman Cross, Studien über bretonische Gesteine. T. M. P. M. 1880. III. 369.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sectionen Thallwitz, Auerbach-Lengefeld und Planitz-Ebersbrunn der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1883—1885.

K. Dalmer, J. Hazard und A. Sauer, Erläuterungen zu Section Leipzig der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1882.

E. Dathe, Erläuterungen zu Section Döbeln der geolog. Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig. 1879.

T. Davies, Note on a rock-specimen from the centre of the so-called porphyritic mass to the East of Tall-y-Sarn. Q. J. g. Soc. 1878. XXXIV. No. 133. 152.

— Preliminary note on old rhyolites from Rouley-Bay, Jersey. Min. Mag. 1879. III. 118—119.

E. Delesse, Recherches sur le porphyre quartzifère. Bull. soc. géol. Fr. (2). VI. 629. 1849.

— Recherches sur les roches globuleuses. Mém. de la soc. géol. de Fr. (2). IV. 1852. 301—364.

J. S. Diller, The felsites and their associated rocks. Proceed. Boston Soc. nat. hist. 1880. XX. 355—368.

F. Eichstädt, Om uralitdiabas, en följeslagare till gangformigt uppträdande småländska quartzporfyrer. G. F. i St. Forhdl. 1883. VI. No. 84. 700—706.

H. Fischer, Ein eigenthümliches Maschengewebe im Granit. L. J. 1868. 722.

H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—488.

— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda. 1875.

E. Geinitz, Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schlossbrunnen. Isis 1886.

D. Gerhard, Geologische Mittheilungen aus dem Gebweiler Thal. II. Die Felselen: ein Felsit. Programm des Realprogymnasiums in Gebweiler, Colmar 1877 und III. Gebweiler 1880.

G. Göbich, Beiträge zur Kenntniss der niederschlesischen Thonschieferformation. Z. D. G. G. XXXIV. 1882. 691—734.

C. W. Gümbel, Die palaeolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München. 1874.
— Der Pechsteinporphyr in Südtyrol. S. M. A. 1876. 271—291.
— Das Gebirge von Lugano. Ibidem. 1880. IV. 569—596.
Arn. Hague, Abstract of report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington. 1883.
T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. L. J. B.-B. 1882. II. 1—48.
G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New Hampshire. Concord. 1878. 175—188.
J. Hazard, Erläuterungen zu Sect. Lausigk der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1881.
J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.
R. Helmhacker, Über einige Quarzporphyre und Diorite aus dem Silur von Böhmen. T. M. M. 1877. 179—204.
A. W. Howitt, Notes on the geological structure of North Gippsland. Geolog. Survey of Victoria. IV. 1877. 75—117. Melbourne and London.
— Notes on the devonian rocks of North-Gippsland. Ibidem. III. 181—249. V. 117—147.
R. D. Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey. Monographs V. Washington. 1883.
B. von Inkey, Über das Nebengestein der Erzgänge von Boicza in Siebenbürgen. F. K. 1879. IX. 425—432.
E. Jacquot et A. Michel-Lévy, Sur une roche anomale de la Vallée d'Aspe, Basses-Pyrénées. C. R. 1 mars 1886.
C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.
O. Jung, Analyse eines Granitporphyrs von der Kirche Wang in Schlesien. Z. D. G. G. XXXV. 1883. 828.
E. Kalkowsky, Mikroskop. Untersuchungen an Felsiten und Pechsteinen Sachsens. T. M. M. 1874. 31.
— Die augithaltenden Felsitporphyre bei Leipzig. Z. D. G. G. 1874. XXVI. 586.
A. Kenngott, Einschlüsse in Pechstein. L. J. 1874. 608—611.
Fr. Kollbeck, Porphyrgesteine des südöstlichen China. Z. D. G. G. 1883. XXXIV. 461—488.
Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat. 1876.
H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogth. Bremen. Aus: Abhdlg. hrsg. vom naturw. Ver. zu Bremen. 56—71. Göttingen. 1879.
A. von Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286—340.
— Beiträge zur Mikromineralogie. Pogg. Ann. 1872. CXLVII.
— Über Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiss-Granitplateau des Departement Puy-de-Dôme. L. J. 1874. 230—261.
— Quarzporphyr von Rathen bei Wünschelburg. L. J. 1876. 409.
— Petrographische Skizzen aus Irland. T. M. P. M. 1878. 445—449.
— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete der Saar und Mosel. Verhdlg. naturw. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. XXXV. 1878.
H. Laspeyres, Beitrag zur Kenntniss der Porphyre und petrographische Beschreibung der quarzführenden Porphyre in der Umgegeud von Halle an der Saale. Z. D. G. G. 1864. XVI. 367—460.

E. Laufer, Die Quarzporphyre der Umgegend von Ilmenau. Z. D. G. G. XXVIII. 22—49. 1876.

R. Lepsius, Das westliche Südtyrol geologisch dargestellt. 152—159. Berlin. 1878.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau. 1874.

— Mineralogisch-petrographische Mittheilungen aus dem Berliner Mineralogischen Museum. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 710—717 u. 729.

K. Lossen, Sphärolithische Porphyre des Harzes. Z. D. G. G. 1867. XIX. 14.

— Der Bodegang im Harz. Ibidem. 1874. XXVI. 856—906.

— Quarzporphyr vom Spitzinger Stein bei Thal, Thüringen. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 678.

— Quarzporphyr des Auerberges in Erläuterungen zu Section Schwenda der geol. Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Berlin. 1883.

— Studien an metamorphosirten Eruptivgesteinen. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin. 19. März 1878. 93.

— Über Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sogenannten Flaserporphyre in Westphalen und Nassau. Ibidem. 1883. No. 9. 155.

— Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Ibidem. 17. März 1885. 29.

J. Macpherson, Estudo geologico y petrografico del Norte de la Provincia de Sevilla. Madrid. 1879.

— De las relaciones entre las rocas graniticas y porfiricas. Madrid. 1880.

H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westphalen. T. M. M. 1877. 127—178.

A. Michel-Lévy, De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides. Bull. soc. géol. Fr. (3). III. 1875. 199.

— Mémoire sur les divers modes de structure des roches éruptives étudiées au microscope au moyen de plaques minces. Ann. min. (7). VIII. 1876. 337. C. R. 8 nov. 1875. Revue scient. 1875. No. 21. 502.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidenskab. XXIII. Christiania. 1887.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

W. R. Nessig, Die jüngeren Eruptivgesteine des mittleren Elba. Z. D. G. G. XXXV. 1883. 101—134.

A. Penck, Erläuterungen zu Sectionen Colditz und Grimma der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1879. 1880.

— Die Pyroxen-führenden Gesteine des nordsächsischen Porphyrgebietes. T. M. P. M. 1880. III. 71—91.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. V. No. 5. p. 131. 1882.

Giu. Piolti, Il porfido del Vallone di Roburent (Vallè della Stura di Cuneo). Atti R. Accad. Torino. 1884. XIX.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mittheil. aus d. Jahrb. d. königl. ung. geol. Anst. VI. Heft 9. 1884.

G. vom Rath, Mittheilungen aus Sardinien. Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Bonn. 8. Juni 1885.

A. Renard et Ch. de la Vallé-Poussin, Les porphyres de Bierghes. Bull. Acad. Roy. Belg. (3). IX. 1885. No. 4.

Louis D. Ricketts, The ores of Leadville and their mode of occurrence as illustrated in the Morning and Evening Star mines. Princeton. 1883.

H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactbildungen an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Strassburg i. Els. 1876.

— Einige Mittheilungen über Zusammensetzung und Structur der granitischen Gesteine. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 369—390.

J. Roth, Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXXVI. 1—7.

A. Rothpletz, Erläuterungen zu Sect. Frohburg und Frankenberg-Hainichen der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig. 1878. 1881.

Fr. Rutley, On the microscopic structure of devitrified rocks from Beddgelert and Snowdon, with an appendix on the eruptive rocks of Skomer Island. Q. J. g. S. 1881. XXXVII. No. 147. 403.

— On perlitic and spherulitic structure in the lavas of the Glyder Fawr, North Wales. Q. J. g. S. 1879. XXXV. No. 139. 508.

A. Sauer, Erläuterungen zu Sectionen Naunhof, Kupferberg und Wiesenthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig 1881. 1882 u. 1884.

A. Sauer, Th. Siegert und A. Rothpletz, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königr. Sachsen. Section Schellendorf-Flöha. Leipzig. 1881.

F. Schalch, Erläuterungen zu den Sectionen Marienberg, Geyer, Annaberg, Johann-Georgenstadt, Brandis der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1879. 1881. 1882. 1885.

— Über einen Kersantitgang im Contacte mit porphyrischem Mikrogranit und Phyllit am Ziegenschachte bei Johann-Georgenstadt. L. J. 1884. II. 34.

E. E. Schmid, Der Ehrenberg bei Ilmenau. Jena. 1876.

— Die quarzfreien Porphyre des centralen Thüringer Waldgebirges und ihre Begleiter. Jenaer Denkschriften II. 4. Jena. 1880.

Ad. Schmidt, Geologie des Münsterthals im badischen Schwarzwald. Heidelberg. 1886.

C. Schmidt, Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. L. J. B.-B. IV. 1886. 388—472.

M. Schröder, Erläuterungen zu Sect. Eibenstock und Falkenstein der geolog. Specialkarte des Königr. Sachsen. Leipzig. 1885.

E. Schumacher, Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. Z. D. G. G. 1878. XXX. 427.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198.

Th. Siegert und F. Schalch, Erläuterungen zu Section Burkhardtsdorf der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1879.

Alfr. Stelzner, Porphyre aus dem Altaï. Berg- und hüttenmänn. Ztg. 1870. XXIX. L. J. 1870. 634.

— Petrographische Bemerkungen über die Gesteine des Altaï. Leipzig. 1871.

— Beiträge zur Geologie u. Palaeontologie der argentinischen Republik. I. Theil. Cassel u. Berlin. 1885.

H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1879. IX. 433—438 und 1880. X. 230—243.

Aug. Streng, Quarzporphyr von Münster am Stein. L. J. 1873. 227.

Bernh. Studer, Die Porphyre des Luganer Sees. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 418—421.

J. J. Harris Teall, On some quartz-felsites and augite-granites from the Cheviot District. Geol. Mag. 1885. Dec. III. Vol. II. No. 249. 106—121.

Gust. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien. 1869.

— Diallag in quarzführendem Porphyr. T. M. M. 1873. 47.

Ch. Vélain, Sur le permien des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1885 (3). XIII. 550.

H. Vogelsang, Kugelporphyr von Corsica. Sitzber. der niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn, 6. August 1862.

— Philosophie der Geologie und mikroskopische Gesteinsstudien. Bonn. 1867.

— Cristallites dans les roches silicatées. Arch. néerland. VII. 1873.

— Die Krystalliten; herausgegeben nach des Verfassers Tode von Ferd. Zirkel. Bonn. 1875.

M. E. Wadsworth, Notes on the geology of the iron and copper districts of Lake Superior. Bull. Mus. of compar. Zoology. Harvard College 1880. July.

J. Clifton Ward, On the comparative microscopic rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. g. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.

M. Websky, Mikroskopische Untersuchung des rothen Porphyrs von Mienkina. In Roemer, Geologie von Ober-Schlesien. Breslau. 1870. 437—439.

Ch. E. Weiss, Beiträge zur Kenntniss der Feldspathbildung. Haarlem. 1866.

— Porphyre des nördlichen Thüringer Waldes. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 418. 423.

— Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1883. 213—237. Berlin. 1884.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. B.-B. II. 1883. 585.

Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. XLVII. 1863.

— Beiträge zur geologischen Kenntniss der Pyrenäen. Z. D. G. G. XIX. 1867. 68.

— Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. XXIII. 1871. 1.

— Mikroskopische Untersuchungen über glasige und halbglasige Gesteine. Z. D. G. G. 1867. XIX. 788.

J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Quarzporphyre.

Die Quarzporphyre sind chemisch und mineralogisch äquivalent den Graniten und stellen gewissermassen die palaeovulkanische effusive Form granitischer Magmen dar. Sie sind demnach porphyrisch-struirte, durch die Mineral-Combination Quarz-Alkali-Feldspath charakterisirte, ältere Ergussgesteine. Ihre porphyrische Structur giebt sich, von den makroskopisch, z. Th. auch mikroskopisch einsprenglingsfreien Felsitfelsen und Felsitpechsteinen ab-

gesehen, durch den deutlichen Gegensatz von Einsprenglingen und makroskopisch unauflösbarer, dichter Grundmasse kund. Die bedingende Combination von Quarz mit einem Alkalifeldspath ist, von den Felsitporphyren im Sinne TSCHERMAK's (d. h. Quarzporphyren ohne Quarzeinsprenglinge) abgesehen, schon mit blossem Auge erkennbar. Diese Felsitporphyre sind Quarzporphyre, deren Eruption stattfand, ehe die Ausscheidung von freier Kieselsäure in dem Magma begonnen hatte. — Zu den genannten Einsprenglingen gesellen sich fast allenthalben in kleinen Mengen eines oder mehrere Mineralien der Glimmer-, der Amphibol- und der Pyroxenfamilie. — Eisenerze, Apatit und Zirkon sind allverbreitet in den Quarzporphyren.

Der als Einsprengling auftretende Quarz der Porphyre ist an und für sich vollkommen idiomorph und besitzt die Gestalt des Dihexaëders, meistens mit sehr untergeordneter, selten mit kräftiger entwickelter Säule, oft ohne jede Andeutung dieser. Kanten und Ecken sind selten scharf, sondern mehr oder weniger, gelegentlich bis zur Kugelform, gerundet. Ob Zwillingsbildungen nach den für die aufgewachsenen Arten bekannten Gesetzen vorkommen, ist nicht erwiesen. Man beobachtet bei einiger Aufmerksamkeit sehr oft, dass die mehr oder weniger in einem Längsschnitt getroffenen Individuen nicht in ihrer ganzen Ausdehnung gleichzeitig das Licht zwischen gekreuzten Nicols auslöschen, sondern in zwei, seltener in drei oder mehr Theile zerfallen, deren Grenze der Hauptaxe angenähert parallel ist, und in denen die Auslöschungsrichtungen um ein weniges (1°—3°) differiren. Das entspricht offenbar einer subparallelen Verwachsung mehrerer Individuen, wie sie ja auch makroskopisch sehr verbreitet ist. — Nur in wenigen Fällen, besonders deutlich in granophyrischen Apophysen des Brockengranitits und in gangförmigen Granophyren des Lake-District in Cumberland (Armboth-Dyke) zeigten die Quarzeinsprenglinge eine sehr feine und leicht zu übersehende, etwas verwaschene, zwillingsartige Streifung parallel den Projectionen einer oder mehrerer Rhomboëderflächen zwischen gekreuzten Nicols. Beide Erscheinungen haben nichts gemein mit der sogenannten undulösen Auslöschung; innerhalb jedes Theils ist die optische Orientirung eben eine constante, nicht mit dem Orte wechselnde. — Der Zerfall eines morphologisch einheitlichen Individuums in mehrere, regellos zu einander gerichtete Theile kommt selten vor; die Theile sind dann meistens auch mechanisch deutlich von einander getrennt und man hat nur einen besonderen Fall einer unten zu besprechenden sehr verbreiteten Erscheinung;

— oder aber die Theile haften direct an einander und dann pflegt mehr oder weniger deutlich eine undulöse Auslöschung der einzelnen Theile stattzufinden. Gesteine, wo dieses beobachtet wurde, trugen auch sonst unverkennbare Beweise einer mechanischen Deformation durch Gebirgsdruck an sich. — In manchen Quarzporphyren findet sich der Quarz mehr oder weniger in scharfkantigen und eckigen Bruchstücken. Man kann dann bisweilen die ursprünglich einem und demselben Individuum angehörigen Theile noch wohl erkennen. Je weiter aber zusammengehörige Fragmente von einander abliegen, desto schwerer wird es, sie als zusammengehörig zu bestimmen. Da diese Fragmente nirgends optische Deformationen, randliche Zertrümmerungen oder andere Phänomene der Kataklase zeigen, so muss man annehmen, dass die Individuen während oder nach der Eruption zerbrachen, jedenfalls so lange das Gestein noch eine gewisse Beweglichkeit besass. Die Quarze müssen in dieser Periode der Gesteinsbildung sehr spröde gewesen sein und die ganze Erscheinung ist vielleicht mehr die Folge rascher Abkühlung, als einer fluidalen Zerrung. Diese Sprödigkeit ergiebt sich auch deutlich aus den zahlreichen, besonders peripherisch verlaufenden und die Ecken der Durchschnitte abschneidenden, oft auch quer durch den Krystall hindurchsetzenden Sprüngen, welche man allenthalben an den Quarzen der Ergussgesteine, niemals an denen der Tiefengesteine wahrnimmt.

Zu den, schon durch die Kantenrundung angedeuteten, magmatischen Resorptionsphänomenen gehören die oft flach geschwungenen, oft aber auch tief eindringenden, sackförmigen oder auch ganz bizarr gestalteten Einstülpungen und Einbuchtungen der Krystallumrisse des Quarzes, welche von der Gesteinsgrundmasse in später zu besprechender, wechselnder Ausbildung erfüllt werden. Die Entwicklung dieser chemischen Deformationen fällt, wie leicht nachweisbar, in die Zeit zwischen der Ausscheidung der Quarze und der definitiven Verfestigung des Gesteins, d. h. in die Effusionsperiode; dagegen kann die je vorliegende Art der krystallinen Ausbildung der Grundmasse im Gestein und in den Quarzeinstülpungen in dieselbe Zeit oder auch in die metasomatische Periode der Gesteinsgeschichte gehören.

Die Interpositionen der Porphyrquarze sind im Ganzen spärlicher, aber mannichfacher als diejenigen der Granitquarze. Ausser den recht seltenen Individuen älterer Ausscheidungen findet man Flüssigkeits-, Grundmasse-, Glas- und mikrolithische Einschlüsse. Am allgemeinsten verbreitet sind Flüssigkeitseinschlüsse, die sich von

denen der Granitquarze nur durch spärlicheres Auftreten unterscheiden. In diesen kommen gelegentlich auch dieselben kubischen Kryställchen vor (Münster a. Stein, Scharzfeld a. H., St. Nabor u. a. O.). Doch ist es zu betonen, dass man bisher niemals liquide Kohlensäure als Einschluss in Porphyrquarzen antraf. — Einschlüsse der Porphyrgrundmasse in den Quarzeinsprenglingen scheinen sehr verbreitet; sie sind wahrscheinlich oft blosse Einstülpungen, die durch die Schnittlage sich als Einschlüsse darstellen. Dihexaëdrische Form derselben, wie sie zuerst Zirkel im Quarzporphyr von Drumadoon Point auf Arran beobachtete, spricht für die Auffassung als echte Einschlüsse. Wo diese Grundmasse-Einschlüsse krystallin sind, konnten sie nicht als solche aufgenommen werden; sie waren ursprünglich Theilchen des Magmas, die sofort im Quarz krystallisirten oder aber glasig erstarrten und später durch irgend welche Vorgänge sich zu einem krystallinen Aggregat entwickelten. — Glaseinschlüsse, mit selten mehr als einem Bläschen, haben meistens dihexaëdrische, seltener rundliche oder eiförmige Gestalt. Im ersten Falle sind die Umrisse der verschiedenen Einschlüsse desselben Quarzindividuums selbstverständlich unter sich und mit denen des Wirthes parallel. Sie sind fast stets farblos, ausser in den Vitrophyren, wo sie öfters gelblich bis hellbräunlich oder grau erscheinen; ihre Menge ist stets eine geringe und sehr vielen Quarzporphyren mangeln sie ganz. Ihr Auftreten oder Fehlen ist vollständig unabhängig von der mehr oder weniger krystallinen Entwicklung der Grundmasse des Gesteins. Entglasungsphänomene sind in diesen Glaseinschlüssen im Ganzen nicht häufig; es bilden sich dann bald globulitische, bald strahlige Aggregate in denselben. Um diese Einschlüsse herum zeigen sich gelegentlich Spannungsphänomene in den Wirthen, die theils nur zu optischer Erscheinung gelangen, theils bis zur Entstehung förmlicher Risse führen, die von den Ecken der Glasdihexaëder in den Quarz hineinziehen. Im ersten Falle zeigt sich bei Einstellung des Wirthes auf Dunkel zwischen gekreuzten Nicols eine eigenthümliche Lichtfigur; der Einschluss wird von vier schwach bläulich aufgehellten Quadranten umgeben, welche durch ein dunkles Kreuz parallel den Nicolhauptschnitten geschieden werden. Besonders schön wurde die Erscheinung in einem Quarzporphyr vom Iberg bei Baden beobachtet. Brewster und Sorby fanden bekanntlich dasselbe Phänomen um Einschlüsse in Diamant, Vogelsang in Schlacken; es findet sich oft in Hauyn und Sodalith. Nur sehr selten bilden die Glaseinschlüsse gezackte

oder gelappte Blättchen und dann führen sie gewöhnlich mehrere Luftbläschen, so in den Porphyren vom Spielweg im Münsterthal (Schwarzwald) und von Baden-Baden. — Einschlüsse von Gasen sind ziemlich allverbreitet. — Mikrolithische Interpositionen verschiedenartiger Gestalt gelegentlich mit anhängenden Glaströpfchen finden sich in allen Gebieten; Cohen bespricht Eisenglanz und trichitische Gebilde aus den Quarzen der Odenwälder Porphyre. Auffallend sind farblose Würfel, welche denjenigen der Flüssigkeitseinschlüsse täuschend ähneln, in dem Quarze des Porphyrs vom Raubschlösschen bei Weinheim; nach Cohen auch im Porphyr vom Daumberg. — Diese verschiedenartigen Interpositionen schliessen sich nicht etwa gegenseitig aus, sondern sie können sämmtlich in einem und demselben Quarzindividuum auftreten.

Wo in der Grundmasse der Quarzporphyre Quarz vorkommt, ist derselbe von gewissen Entwicklungsformen der Granophyre und Felsophyre abgesehen, nur selten idiomorph. Damit fallen auch die so sehr charakteristischen chemischen Deformationen der Einsprenglinge fort. Ebenso fehlen ihm dann die Einschlüsse von Glas und Grundmasse, während solche von Flüssigkeiten und Gasen, wenn auch spärlich, vorkommen. Der Grundmassen-Quarz der Porphyre hat also in gewissem Sinne die Mikrostructur des Granitquarzes. Dieselbe Mikrostructur haben grössere, oft schon mit blossem Auge erkennbare Quarzkörner, welche zumal in fluidalen Porphyren gern in linsenförmigen Aggregaten beisammen liegen. Dieselben sind eben auch Grundmassenquarz, nur in makrokrystalliner Ausbildung.

Unter den Feldspathen herrschen im Quarzporphyr die Alkalifeldspathe gegenüber den Kalknatronfeldspathen ganz entschieden, gelegentlich bis zum Verschwinden der letzteren. Unter den Alkalifeldspathen ist der Kalifeldspath (von den an anderer Stelle zu besprechenden Quarzkeratophyren, die eigentlich hieher gehören, abgesehen) bisher allein sicher nachgewiesen; er erscheint in der Orthoklasform und man kann es gegenüber den Tiefengesteinen geradezu als ein Charakteristikum der Ergussgesteine betrachten, dass ihnen der Mikroklin nahezu vollständig fehlt. Harada hat denselben bei seiner Untersuchung der Luganer Porphyre zweimal in einem Gange bei Maroggia beobachtet.

Der Orthoklas besitzt in den holokrystallinen Porphyren den derben Habitus, wie in den Tiefengesteinen, mit einer im frischen Zustande adularähnlichen Durchsichtigkeit; meistens aber haben ihn Verwitterungsvorgänge und Infiltrationen stark getrübt. In

den vitrophyrischen Gesteinen erscheint der Orthoklas in mehr oder weniger deutlich ausgeprägtem Sanidinhabitus. In beiden Typen ist er als Einsprengling stets idiomorph, bald tafelförmig nach M, bald säulenförmig nach der Axe a, bald nahezu würfelförmig mit gleichmässig ausgebildetem P, M und y und sehr untergeordnetem l. Von anderen Formen treten z, n, o häufig, aber stets klein auf; x ist weit seltener als y. Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist allgemein verbreitet, nach dem Bavenoer Gesetz selten (Neuengrünrain bei Barr, Arona am Lago Maggiore, La Morette im Dép. Var; ferner Groveton, N. H. nach Hawes, Streitwald bei Frohburg und Naundorf am Tharander Wald nach Kalkowsky, Mokpho in Korea nach J. Roth) und allenthalben vereinzelt, nach dem Manebacher Gesetz an der namengebenden Localität, am Raubschlösschen bei Weinheim, in Korea (nach J. Roth). Kantenrundung ist äusserst verbreitet, dagegen fehlen tiefergehende chemische Deformationen der Umrisse den meisten Gesteinen. — Einfache Zerbrechungen mit scharfen Bruchrändern und ohne randliche Kataklase sind allenthalben zu beobachten und auf den Act der Eruption zurückzuführen. In manchen Porphyren sieht man mehr Feldspathfragmente, als ungeschädigte Krystalle. — Mechanische Deformationen gehen (von extremen, später zu besprechenden Fällen abgesehen) nicht über deutliche Biegung der Blätterdurchgänge hinaus und treten nur bei gestörter Lagerung in gefaltetem Gebirge auf, nicht in den ungestörten Decken.

Spaltung geht nach P und M; bei den glasigen Feldspathen der Pechsteinporphyre trifft man oft die krummschalige Absonderung nach einer Querfläche.

Zonarer Aufbau ist an den frischen Orthoklasen eine häufige Erscheinung; in den trüben derben Krystallen entzieht sie sich nur ler Beobachtung. — Die Interpositionen der Feldspathe sind die gleichen, wie diejenigen der Quarzeinsprenglinge; nur sind unter len Einschlüssen solche der älteren Ausscheidungen (Erze, Apatit, Zirkon, Plagioklas, letzterer in paralleler Stellung mit dem Orthoklas) entschieden häufiger, solche von Mikrolithen und Glas (diese gern in den Formen des Wirthes) seltener, solche von Flüssigkeiten ınd Gasen sehr selten. In manchen Porphyren sind die Feldspathe trübe durch staubförmig feine Partikel, welche bald opak, bald bräunlich bis gelblich, bald grau, selten grünlichgrau durchscheinen. Ich halte sie für Partikel von Eisenerzen. Für Infiltrationen darf nan wohl die Körnchen und Blättchen von Calcit und die erdigen

Häufchen von Limonit ansehen, welche auf den Spaltrissen der Feldspathe in unfrischen Gesteinen allgemein sich finden. — Die peripherischen Theile von Feldspatheinsprenglingen sind hie und da mit Quarzkörnern durchwachsen, deren Dimensionen mit Annäherung an den Rand des Krystalls zunehmen. Die Erscheinung gehört in die Gruppe der granophyrischen Structuren und deutet auf ein Weiterwachsen der intratellurisch gebildeten Feldspatheinsprenglinge während der Effusionsperiode. Williams beschrieb sie zuerst von Triberger Quarzporphyren.

Die Umwandlung des Feldspaths zu Kaolin und zu Muscovit (Sericit, Pinitoid) ist die gleiche, wie im Granit; dabei werden die Krystalle bisweilen zellig. Umbildung des Orthoklas zu Epidot bei reichlicher Ausscheidung von Tridymit (?) beschreibt Lagorio in einem schwarzen Porphyr von Wällikallio auf der Insel Hochland. Eine mehr oder weniger vorgeschrittene Verdrängung des Feldspaths durch Turmalinbüschel scheint ein Grenzphänomen, oder an Spalten gebunden zu sein und findet sich an Gangporphyren des Schwarzwaldes, der Vogesen und in Cornwall; ferner am Auersberg im Harz, bei Lugano. In dieselbe Kategorie gehört wahrscheinlich die von Laspeyres bei Halle a. S., von Liebisch an nordischen Geschieben beobachtete Ansiedlung von Fluorit im Orthoklas, der dann bezeichnenderweise löcherig und zerfressen erscheint.

Der Orthoklas der jüngeren Generationen in der Grundmasse ist bald idiomorph und hat dann die Form kurz rectangulärer Säulchen oder isometrischer, würfelförmiger Individuen, recht selten die von länglichen Leisten, bald allotriomorph. Er pflegt frei von erkennbaren Einschlüssen zu sein. Seine Verwachsungen mit Quarz werden später besprochen werden.

Kalknatronfeldspathe sind fast immer sehr untergeordnet in den Quarzporphyren; sie fehlen manchen Vorkommnissen gänzlich, so nach Zirkel dem Porphyr von Drumadoon Point auf Arran, nach Cohen den südodenwäldischen. Gelegentlich aber nimmt ihre Menge so zu, dass sich Übergänge in Quarzporphyrite und bei gleichzeitiger Abnahme des Quarzes in Porphyrite entwickeln. Mit der Zunahme der Plagioklase pflegt auch die Menge der farbigen Gemengtheile merklich zu wachsen. — Die Formen und Typen der Plagioklase sind die gleichen, wie beim Orthoklas; die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz herrscht allgemein, sie wird oft begleitet von dem Karlsbader und Periklingesetz. — Parallele Umwachsung durch Orthoklas ist ebenso, wie Zonenstructur, sehr

verbreitet. Nach der Auslöschungsschiefe der einzelnen Zonen ist eine Zunahme der Acidität nach aussen auch hier anzunehmen. — Directe Untersuchungen über die Natur der Porphyrplagioklase liegen nur in sehr beschränktem Masse vor. Nach der chemischen Zusammensetzung der Gesteine und der Untersuchung von Spaltblättchen scheint der Plagioklas herrschend Oligoklas-Albit und Oligoklas zu sein. Doch treten noch so basische Mischungen, wie Labrador (in vogesischen Ganggranophyren, in den Pyroxenquarzporphyren der Gegend von Leipzig, in Felsophyren der Gegend von Fréjus) und Bytownit (nach Cathrein im Vitrophyr von San Lugano zwischen Neumarkt und Cavalese in Tyrol), wenn auch selten auf. — Der Habitus ist glasig in den vitrophyrischen, derbe in den holokrystallin entwickelten Quarzporphyren. — Einschlüsse und Zersetzungserscheinungen (Epidotbildung ist häufiger), sowie magmatische Zerbrechungen sind analog, wie bei dem Orthoklas. Mechanische Deformationen durch Gebirgsdruck bedingen öfters gewundene Zwillingslamellen, wohl auch mechanische Zwillingsbildungen. Eigentliche Kataklase ist auf extreme Fälle beschränkt. — In der Grundmasse tritt ein zwillingsgestreifter Feldspath nur ganz selten auf, am häufigsten bei starker Abnahme des Quarzes in Übergangsformen zu quarzfreien Porphyren und Porphyriten.

Das Glimmermineral unter den Einsprenglingen der Quarzporphyre ist ein brauner Biotit in dünn tafelförmigen, sechsseitigen Individuen. Ihre Menge ist, von seltenen Ausnahmen abgesehen, gering; in quarzarmen Gesteinen wird sie grösser. Verbiegungen der Krystalle sind sehr häufig und wohl Folge der Bewegung bei und nach der Eruption des Gesteins. Als Einschlüsse findet man im Biotit Krystalle von Eisenerzen, Zirkon und Apatit, gelegentlich mit pleochroitischen Höfen umgeben, wie im Granit. Im unfrischen Gestein bleicht sich der Glimmer oft vollständig, ohne sonst eine merkliche Änderung seiner Eigenschaften wahrnehmen zu lassen. Die Erscheinung beruht vielleicht auf dem Austritt des Moleküls M; der restirende Muscovit scheint dabei z. Th. neu krystallisirt zu sein, denn er bildet nicht selten rosettenförmige Aggregate neben parallel liegenden Blättchen. Eisenerze, anscheinend dem Molekül M entzogen, verunreinigen ihn. — Häufiger ist die Pseudomorphose von Chlorit nach Biotit mit demselben Bildungsgang und den gleichen Nebenproducten, wie im Granit (cf. S. 26). Dabei wird auch hier in manchen Gesteinen Rutil in zierlichen Nadeln ausgeschieden, die im Chlorit in drei, unter etwa 60° sich kreuzenden Systemen

liegen. Noch häufiger scheint ein in sehr stark licht- und doppelbrechenden, pyramidalen oder tafelförmigen Krystallen ausgebildetes Mineral zu sein, welches nach Umgrenzung und Spaltbarkeit, wo diese wahrnehmbar ist, dem Anatas zugerechnet werden muss (Todtmoos, Münsterthal im Schwarzwald, Rupt in den Vogesen, Read Quarry, Liskeard, Cornwall u. a.).

Bisweilen scheint der Biotit ganz unter den Einsprenglingen zu fehlen, ohne durch ein anderes Mineral (Amphibol oder Pyroxen) vertreten zu werden; so in einigen Botzener Porphyren und bei La Morette, Dép. Var, ebenso nach Schalch in mikrogranitischen Gangporphyren der Gegend von Annaberg. — Der Grundmasse der Quarzporphyre fehlt der Biotit meistens ganz; es ist also keine jüngere Generation desselben ausgebildet. Das häufige Auftreten von secundären Chloritschüppchen in der Porphyrgrundmasse ist, bei der Wandersucht dieses Minerals, kein Beweis vom Gegentheil. Sehr auffallend und gegen die Regel wäre das Erscheinen des Biotits in der Grundmasse, während er als Einsprengling fehlt. Ein solches Vorkommen wird jedoch von Penck in dem Grimmaer Quarzporphyr, von Schalch in den erwähnten Annaberger Mikrograniten angegeben.

Farbloser Kaliglimmer, welcher auch in primären Blättchen in der Grundmasse der Quarzporphyre bei holokrystalliner Ausbildung recht häufig vorkommt, ist als Einsprengling jedenfalls nur sehr spärlich bekannt. Kalkowsky nennt ihn aus Quarzporphyr von Bucholz bei Annaberg und von Altenhain (von Sauer bestätigt), Websky und Liebisch (Z. D. G. G. 1877. XXIX. 731) aus Quarzporphyr von Kupferberg in Schlesien, Cross aus dem Dép. Côtes-du-Nord, Rothpletz aus dem sphärolithischen Quarzporphyr von Mühlbach in Sachsen (hier in paralleler Verwachsung mit Biotit), Lossen vom Auersberg bei Stolberg am Harz. Sehr auffallend ist die Beobachtung Zirkel's, der in einem Quarzporphyr vom Pic du Midi de Pau Muscoviteinsprenglinge neben solchen von Hornblende fand. Dem Muscovit sehr ähnlicher, gebleichter Biotit ist in den südodenwälder Porphyren häufig. — In der Grundmasse bildet er sehr kleine grünliche oder gelbliche, meist aber farblose Blättchen von äusserster Zartheit. — Secundär findet man ihn unter gewissen Verhältnissen massenhaft (Sericit) in der Porphyrgrundmasse, die er dann in Gesellschaft mit Quarz oft allein aufbaut.

Hornblende ist, soweit ich sie selbst beobachtete, stets grün in den holokrystallinen und felsophyrischen, braun in den vitrophyri-

schen Porphyren. Sie kommt nur an wenigen Orten neben oder statt Biotit als Einsprengling vor. So z. B. im plagioklasreichen Quarzporphyr von Liescha in Steiermark, im Dollerenthale bei Seewen und Wegscheid im Ober-Elsass, zwischen Rothau und Natzweiler im Unter-Elsass. Alle diese Gesteine, in denen die Hornblende von Titanit begleitet wird, stehen dem Granitporphyr sehr nahe und wären vielleicht besser dort eingereiht. Zirkel erwähnt die Hornblende als Einsprengling von Drumadoon Point auf Arran (ein von mir untersuchtes Handstück dieses Fundorts enthält chloritisirten Glimmer) und Miner's Cañon, Truckee Range in Nordamerika, v. Lasaulx von dem Eisenbahneinschnitt zwischen Oberhermsdorf und Fellhammer bei Gottesberg und von Manzat in der Auvergne, Gümbel aus palaeolithischen Porphyren des Fichtelgebirges, Cossa und Mattirolo aus einem sphärolithischen Porphyr von Sta Luzia bei Iglesias auf Sardinien, J. Roth von Korea. Bornemann erwähnt die Hornblende in dem durch seine verzerrten Quarze bekannten Porphyre von Thal bei Eisenach (meine Handstücke des Gesteins enthalten keinen Amphibol). — Nach Chelius kommt Hornblende in Blättchen neben Biotitschuppen in der Grundmasse gangförmiger Mikrogranite zwischen dem Alsbacher Schloss und dem Melibocus im nördlichen Odenwald vor; die Gesteine sind interessant durch einen Gehalt an accessorischen, grossen, rothen Granaten.

Pyroxene als Einsprenglinge sind in den Porphyren mit glasiger Grundmasse ziemlich allgemein vorhanden; es sind grüne, dem Habitus nach zum Malakolith zu stellende Krystalle. Dass aber auch in den nicht glasreichen Quarzporphyren Pyroxenmineralien auftreten, wurde zuerst von G. vom Rath (Z. D. G. G. 1868. XX. 330) bei Campiglia maritima in Toscana, von Websky bei Mienkina in Ober-Schlesien beobachtet. In beiden Fällen war es echter Augit. Dasselbe Mineral bespricht Hawes aus einem schwarzen Quarzporphyr von Waterville, N. H., Liebisch aus einem Mikrogranit zwischen dem Gebel Gharib und Gebel Kufara in Ägypten. Ebenso findet sich Augit vom Habitus der Diabasaugite in einem Granophyr von Mosedale am Carrock Fell in Cumberland und gelegentlich in Vogesengranophyren. In den schwarzen Quarzporphyren der Gegend von Leipzig vermuthete schon Naumann den Augit, Tschermak wies in demselben Diallag nach. Kalkowsky, der diese schönen mikrogranitischen Porphyre einer eingehenden Untersuchung unterwarf, gelangte zu der Überzeugung, dass das

Pyroxenmineral überhaupt nicht Diallag, sondern Augit, oder doch in gewissen Vorkommnissen nur ein aus Augit entstandener Diallag sei. Bei einer späteren Revision dieser, in engem Verbande mit Granitporphyren stehenden Gesteine (von Taucha, Grasdorf, Wurtzen, Rittergutsberg bei Ammelshain, Breitenberg bei Lüptitz, Hengstberg bei Hohenstein u. s. w.) konnte ich mich überzeugen, dass dieselben sowohl einen echten, pinakoidalspaltenden Diallag, wie auch einen normalen Malakolith enthielten, dass indessen diese beiden Mineralien verhältnissmässig zurückträten gegen einen Enstatit oder Bronzit, welcher in selbständigen idiomorphen, kurzprismatischen Krystallen und in parallelen Verwachsungen mit dem monoklinen Pyroxen ausgebildet erscheint. Oft ist dieser Bronzit in Bastit umgewandelt. In diesen Gesteinen sind die Pyroxene oft derart mit Biotit verwachsen, dass man an eine Epigenese des letzteren denken möchte. Es ist charakteristisch für die Pyroxene der Quarzporphyre, dass sie so gern Glaseinschlüsse führen; daneben kommen Interpositionen älterer Gemengtheile (Erze, Apatit, Zirkon) vor. — Als eigentliche Grundmassengemengtheile scheinen die Pyroxene nicht aufzutreten; sie entwickeln sich offenbar nirgends während der Effusionsperiode.

Einsprenglinge von Eisenerzen finden sich theils selbständig, theils als Einschlüsse im Biotit und anderen Gemengtheilen, aber stets in geringen Mengen; häufige Umrandungen von Titanomorphit lassen auf Ilmenit oder titanhaltigen Magnetit schliessen. In der Porphyrgrundmasse sind staubförmige Massen von Eisenerzen (Vogelsang's Ferrit und Opacit z. Th.) sehr verbreitet. Dieselben sind oft sicher als Umwandlungsproducte von mikrolithischen und trichitischen Gebilden zu erkennen und dann viel öfter Limonit, als Magnetit. In andern Porphyren sind winzigste Täfelchen von Eisenglimmer zahlreich vorhanden. Die rothe Farbe der Quarzporphyre beruht auf der Anwesenheit dieser Eisenerze, die man oft wegätzen muss, um gute Präparate für das Studium der Grundmasse zu erhalten.

Der Apatit bildet mehr oder weniger langprismatische Kryställchen und ist allenthalben spärlich. — Auch der Zirkon liebt es in schlanken, oft mit reicher terminaler Flächenbildung versehenen Individuen zu erscheinen. Er scheint keinem Gestein zu fehlen, dürfte jedoch in geringerer Menge als in den Graniten vorhanden sein.

An Nebengemengtheilen sind die Quarzporphyre arm. Eine

UNIV... CALIF...

gewisse Verbreitung haben die als Pinit und Oosit bekannten Pseudomorphosen nach Cordierit in Schwarzwald-Porphyren der Gegend von Lenzkirch, Waldshut, Triberg, Oppenau, Baden-Baden und in krystallreichen Quarzporphyren Thüringens und der Auvergne. Lossen nennt ihn im Auersberger Quarzporphyr im Harz, Schalch in Gängen der Gegend von Eibenstock, Piolti im Quarzporphyr von Roburent im Stura-Thale; G. vom Rath von Campiglia maritima. — Granat findet sich in Quarzporphyren von Liescha in Steiermark, von der Gotteswarte bei Schmalkalden, im pyroxenführenden schwarzen Quarzporphyr der Leipziger Gegend, nach Schalch in gangförmigen Mikrograniten der Gegend von Schwarzenberg im Erzgebirge, nach Chelius in ebensolchen des nördlichen Odenwalds, nach Hawes in den Twin Mountains, N. H. — Anatas wurde zuerst von Laspeyres in den Quarzporphyren von Halle a. S. erkannt; nicht allzu spärlich findet er sich in dem Quarzporphyr von Bobritzsch. — Eine andere Gruppe von accessorischen Gemengtheilen bilden der Flussspath (Halle a. S., Altenhayn in Sachsen), der Turmalin in Nadeln und Büscheln (ziemlich häufig, in herrlichen und scharfen blauen Krystallen am Auersberge im Harz), und der Topas (nach Schalch in Mikrogranitgängen bei Schwarzenberg und Johann-Georgenstadt, nach Schröder in solchen der Section Eibenstock). — In Mandelräumen trifft man neben Kieselsäure-Mineralien besonders gern Delessit und verwandte Substanzen, sowie Carbonate.

Alle die älteren Generationen von Gemengtheilen, welche theils als Einsprenglinge dem blossen Auge wahrnehmbar sind, theils wegen ihrer geringen Dimensionen erst durch das Mikroskop erkannt werden können, sich aber theils durch ihren vollendeten Idiomorphismus, theils durch ihr einschlussartiges Auftreten in den Einsprenglingen als sehr alte Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma documentiren, sind durch eine für das Auge und die Lupe unauflösbare Grundmasse verkittet. Das Mengenverhältniss zwischen dieser Grundmasse und den älteren Ausscheidungen schwankt in allen Verhältnissen, welche zwischen den beiden Extremen des Fehlens der Grundmasse und des Fehlens der Einsprenglinge liegen. Diese Grundmasse der Quarzporphyre wechselt in ihrem Aussehen nach Farbe, Glanz, Bruch, Härte und Compactheit bei den verschiedenen Gesteinen, die man danach als Pechstein-, Hornstein-, Feldstein- und Thonsteinporphyre zu unterscheiden pflegte.

Wenige Fragen haben die Petrographen so nachhaltig beschäftigt und sind so verschieden beantwortet worden, als diejenige nach dem eigentlichen Wesen dieser Porphyrgrundmasse. Wenn nun auch seit Benützung des Mikroskops bei Gesteinsuntersuchungen die Beantwortung dieser Frage um ein Bedeutendes gefördert worden ist, so kann man doch selbst heute kaum behaupten, dass in der Deutung und Auffassung der Porphyrgrundmasse Übereinstimmung bei den Petrographen herrsche, noch weniger, dass irgend eine der herrschenden Auffassungen im strengsten Sinne als die richtige nachgewiesen worden sei. Zu einem wirklichen Verständniss der thatsächlichen Verhältnisse bei diesen Porphyrgrundmassen ist es nothwendig sich gegenwärtig zu halten, dass alle chemischen Untersuchungen derselben dargethan haben, dass sie, von sehr unbedeutenden Beimengungen anderer Verbindungen abgesehen, im wasserfreien Zustande aus Alkalien, Thonerde und Kieselsäure im Verhältniss $1 : 1 : x$ bestehen, wobei $x > 6$. Diese Zusammensetzung ist dieselbe bei jedem Habitus und bei jedem physikalischen Verhalten. Es tritt allenthalben eine wechselnde Menge von Eisenoxyden hinzu, die sich mikroskopisch als mechanische Beimengungen erkennen lassen. Danach kann man den Satz aufstellen, dass alle Porphyrgrundmassen chemisch als Gemenge von trisilicatischen Feldspathen und freier Kieselsäure, oder als ein Alkali-Thonerde-Silicat von grösserer Acidität als die sauersten bekannten Feldspathe, oder endlich als ein Gemenge von trisilicatischen Feldspathen, einem hypersauren Silicat von feldspathähnlicher Zusammensetzung und freier Kieselsäure betrachtet werden können. Jede Deutung der Porphyrgrundmassen, welche hiermit nicht in Einklang gebracht werden kann, ist nicht annehmbar. — Den gegenwärtigen Stand der Frage wird man am klarsten erfassen, wenn man die historische Entwicklung derselben verfolgt.

Der anfangs weitverbreiteten Ansicht, dass die Porphyrgrundmasse ein in verschiedenen Fällen verschiedenes, aber im concreten Falle einheitliches Mineral sei, trat bekanntlich Leopold von Buch sehr energisch mit dem Ausspruche entgegen, dass man in derselben ein Mineralaggregat zu sehen habe, dessen Natur lediglich in Folge des winzigen Kornes dieses Gemenges nicht erkannt zu werden vermöge. Sieht man von der bekannten Ansicht Em. Wolff's über die mineralogische Natur der Grundmasse der Haller Porphyre ab, so kann man wohl behaupten, dass in Übereinstimmung mit der Annahme, die kryptomeren Grundmassen porphyrischer Gesteine

bestehen aus denselben Mineralien, die darin als Einsprenglinge ausgeschieden sind, ziemlich allgemein vorausgesetzt wurde, die Grundmasse der Quarzporphyre sei ein kryptomeres Gemenge der Granitmineralien.

Einen durchaus neuen Gesichtspunkt eröffnete Delesse, indem er, zum Theil sich auch auf mikroskopische Analyse stützend, im Jahre 1849 von der Porphyrgrundmasse, die er sehr bezeichnend einen Teig (pâte) nannte, aussagte, dass sie peut être comparée à l'eau-mère, dans laquelle ils (die Einsprenglinge) auraient cristallisé et qui est en quelque sorte le résidu de leur cristallisation; cette pâte n'est donc pas formée de minéraux qui soient nettement définis, et auxquels il soit possible d'appliquer un nom, mais elle est en quelque sorte dans un état sémicristallin intermédiaire entre l'état cristallin et entre l'état vitreux. — Es ist schwer zu verstehen, was man sich unter einem weder krystallinen, noch auch amorphen Zustande denken soll und derartige Überlegungen standen auch wohl einer allgemeineren Annahme der Delesse'schen Auffassung entgegen. — Erwähnenswerth ist noch die Erklärung Naumann's, der im Allgemeinen an der Ansicht L. v. Buch's festhaltend, die Grundmasse der Quarzporphyre in manchen Fällen für „ein homogenes Gemisch von Feldspathsubstanz und Kieselsäure", also für eine Art Legirung hält. — Die Ansicht Leopold von Buch's und diejenige Delesse's, der seine Erklärung des Grundteigs übrigens auf alle porphyrischen Gesteine ausdehnte, sind bis zu einem gewissen Grade die Pole, zwischen denen oscillirend die späteren Anschauungen sich bewegen.

Als Zirkel in seinen, wenn auch heute überholten, so doch für die Entwicklung der petrographischen Forschung geradezu bahnbrechenden „Mikroskopischen Gesteinsstudien" im Jahre 1863 auch die Quarzporphyre der mikroskopischen Diagnose unterzog, glaubte er den Ausspruch thun zu müssen, dass die Porphyrgrundmasse durchaus ein mikrokrystallines Gemenge von Feldspath- und Quarzkörnern in derart wechselnden Mengen sei, dass auch die Möglichkeit des ausschliesslichen Vorkommens des einen oder andern dieser Mineralien nicht von der Hand gewiesen werden dürfe. —

Zu einer analogen Auffassung gelangte auch Laspeyres gelegentlich seiner Arbeit über die Haller Porphyre (1864) und schrieb sogar, ohne sich dabei auf eine grössere Summe allgemeinerer Erfahrungen stützen zu können, dieser für den concreten Fall vielleicht ganz richtigen Ansicht eine allgemein gültige Bedeutung

zu, gegen welche besonders Vogelsang in seiner im Jahre 1867 erschienenen „Philosophie der Geologie“ in die Schranken trat. Vogelsang betonte, dass nach Abzug aller deutlich erkennbaren Individuen, deren Anzahl unter dem Mikroskope sich kaum wesentlich vermehre, eine halbkrystallinische Grundmasse übrig bleibe, über deren Wesen er aber ebenso wenig wie Delesse aufklärende Mittheilungen macht. Bald wird ein grosses Gewicht auf den ganz unwesentlichen Mangel einer gesetzmässigen äusseren Begrenzung gelegt, bald wird ihr eine schwache Einwirkung auf das polarisirte Licht zugeschrieben, an anderer Stelle wieder wird sie mit schärferer Präcisirung als eine „einfach brechende formlose Substanz“ bezeichnet.

In demselben Jahre fand Zirkel, der noch in seinem Lehrbuche der Petographie 1866 seinen Ausspruch aus dem Jahre 1863 aufrecht gehalten hatte, in der Gave de Broussette in den Pyrenäen einen in Granit allmählig übergehenden Quarzporphyr, welcher bei der Case de Broussette eine typische Glasgrundmasse besass.

Stelzner, der im Jahre 1879 eine sehr bemerkenswerthe Arbeit über Gesteine des Altaï veröffentlichte, war durch das Studium der Quarzporphyrite dieser Localität im Vergleich mit einigen europäischen Quarzporphyren wieder zu einem Resultate gelangt, welches im Widerspruch mit Vogelsang als Thatsache hinstellte, dass die Grundmasse aller von ihm untersuchten Gesteine ein mikrokrystallines Aggregat aus lauter doppelbrechenden Partikeln sei. Dass dieses ein Gemenge aus Quarz und Feldspath sei, werde durch die chemische Analyse wahrscheinlich, sei aber mikroskopisch weder darzuthun, noch zu widerlegen. Bis zu einem gewissen Grade mit vollem Rechte wendet sich Stelzner gegen die Auffassung Vogelsang's von der Grundmasse der Porphyre, als einer halbkrystallinen Substanz, da ein Zwischending zwischen amorph und krystallin ihm undenkbar sei. Im Interesse einer schärferen Begriffsfassung wäre es wohl besser gewesen, wenn der Verfasser nicht die Bezeichnungen amorph und dicht als Synonyma gebraucht hätte. Der wichtigen Mittheilungen über die sphärischen Structurformen der Porphyrgrundmasse und der Betrachtungen über die genetischen Verhältnisse derselben, welche in dieser Arbeit niedergelegt sind, werde ich noch an anderer Stelle gedenken.

In demselben Jahre erschienen die Untersuchungen Cohen's über die Odenwälder Porphyre, deren Resultate weder mit denen Stelzner's noch mit denen Vogelsang's stimmen. Cohen wies nach, dass in der Grundmasse der Porphyre Stellen vorhanden seien,

deren optisches Verhalten dasjenige eines mehr oder weniger feinkörnigen, aber durchaus individualisirten Aggregates ist, während daneben mikroskopische Partien auftreten, die sich entschieden isotrop erweisen, also wohl als eine amorphe Substanz anzusehen seien. Demnach liesse sich die Porphyrgrundmasse als ein kryptokrystallines Aggregat mit einer amorphen Zwischenklemmungsmasse auffassen, deren extreme Entwicklungsarten zu einem Glase stellenweise mit fasriger oder körniger Entglasung einerseits, zu einer durchweg mikrokrystallinen Ausbildung andererseits führen würden. — Eine eigenthümliche Bemerkung Cohen's, die für das Verständniss später zu besprechender Verhältnisse nicht ohne Bedeutung ist, möge noch besonders hervorgehoben werden, die nemlich, dass die Umrisse und damit die gegenseitige Begrenzung der individualisirten Partikel der Porphyrgrundmasse um so verflossener erscheinen, je stärkere Vergrösserung man anwendet.

Gelegentlich der Herausgabe seiner „Mikroskopischen Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine" 1873 hat Zirkel die von seinen früheren Beobachtungen weit abweichenden Resultate einer erneuten Durchforschung der Quarzporphyre mitgetheilt, in denen er in der Lage ist, die volle objective Richtigkeit der augenscheinlich so weit divergirenden Anschauungen früherer Forscher bestätigen zu können. Er betont mit Recht, dass die Porphyrgrundmasse ganz unabhängig von ihrem äusseren makroskopischen Habitus einer mehrfachen Entwicklung fähig ist. Es giebt, wie er hervorhebt, Grundmassen mit gänzlich oder fast gänzlich granitartig-krystallinischem Gefüge, während andererseits solche vorliegen, die zur weit überwiegenden Menge aus nicht oder nur „ganz unvollkommen individualisirter" Substanz bestehen, welche wiederum einer verschiedenen Entwicklung fähig ist, aber doch meistens eine „mikrofelsitische" Ausbildung zeigt. Die mit Gänsefüsschen versehenen Bezeichnungen bedürfen einer Erklärung.

Zirkel, dem hierin die weitaus meisten Petrographen folgten, führte die Bezeichnung als „Basis" für denjenigen Theil der porphyrischen Gesteine ein, welcher — im Gegensatz zu der makroskopischen Grundmasse — sich unter dem Mikroskope als „der eigentliche, nicht individualisirte Grundteig" herausstellt. Diese Basis kann nach desselben Forschers Darstellung verschiedenartig, aber natürlich nicht krystallinisch-körnig ausgebildet sein. Nach Analogie des Namens Felsit, mit welchem man die makroskopisch homogen erscheinende Grundmasse mancher

Porphyre belegt hat, bezeichnete nun ZIRKEL eine gewisse mikroskopische Ausbildungsweise der porphyrischen Basis, die aber keineswegs allen makroskopischen Felsiten zukommt als „mikrofelsitisch“. Er charakterisirt diese Entwicklungsform in folgenden Worten. „Die mikrofelsitische Basis ist als solche amorph, sie besitzt im Gesteinsdurchschnitt keine selbständigen Contouren, ihre Begrenzungen werden durch diejenigen der krystallinischen Gemengtheile vorgezeichnet und sie dringt als rundliche Buchten wohl in die letzteren ein. Ihre eigentliche Beschaffenheit ist abwechselnd und nicht leicht in Worte zu fassen. Sie repräsentirt ein Entglasungsproduct, welchem zwar hyalines Ansehen gänzlich fehlt, das aber andererseits nicht in einzelne wirklich individualisirte Theilchen zerfällt; gewöhnlich sind es ganz unbestimmte, oft halbverflossene Körnchen oder unbestimmte Fäserchen, welche die Mikrofelsitmasse zusammensetzen. Zwischen gekreuzten Nicols wird sie in ihrer typischen Ausbildung völlig dunkel, sendet aber auch wohl bisweilen einen allerdings nur ganz schwachen und verschwommen gemeinsamen Lichtschein aus. Die kleinen Fäserchen und Körnchen besitzen manchmal entschiedene oder rohere Anlage zur radialen Anordnung.“ Diese Beschreibung ergänzt ZIRKEL durch den Hinweis auf eine Anzahl fernerer Merkmale, wie Farbe, Durchsichtigkeit, vorwiegende Verbreitung in den sauren Silicatgesteinen, Art des Vorkommens u. s. w. Als wichtig für das Verständniss des Begriffes Mikrofelsit, wie ihn ZIRKEL auffasst und wie ich ihn modificiren möchte, sind noch die folgenden Stellen p. 281 und p. 327 hervorzuheben: „Zwischen der mikrofelsitischen Masse, welche nicht in eigentliche Individuen zerfällt und einem Aggregat zwar höchst winziger, aber wirklich krystallinischer, körniger Individuen scheint es noch Mittelglieder und Entwicklungs-Übergänge zu geben, welche wegen ihrer schwer zu bestimmenden Ausbildung weder mehr recht als erstere noch schon sicher als letzteres gelten können. In der Grundmasse vieler Quarzporphyre z. B. giebt es Stellen, die bei gekreuzten Nicols ein sehr klein und unregelmässig gefleckte oder fast marmorirtes Polarisationsbild liefern, welches sich über die schwache oder fehlende optische Wirkung der mikrofelsitischen Basis erhebt, während es andererseits nicht recht wahrscheinlich ist, „dass hier leibhaftige Quarz- und Feldspath-Individuen im kleinkörnigen Gemenge vorliegen. Jedenfalls steht aber unter allen Entfaltungen, deren die

Devitrifikation fähig ist, die mikrofelsitische im Verein mit der vorigen (krystallitische Entglasung), oder vielleicht noch mehr als diese, der ganz krystallinischen am nächsten.“ — „Reichlich verbreitet ist diejenige Ausbildung, dass innerhalb der mikrofelsitischen Substanz, welche zwischen gekreuzten Nicols ganz oder nahezu ganz dunkel wird, sich einzelne Theilchen befinden, welche im gewöhnlichen Lichte gar nicht darin besonders begrenzt hervortreten und im polarisirten Lichte zwar entschieden farbig werden, aber ganz unbestimmte Contouren aufweisen; diese winzigen Fleckchen, zwischen gekreuzten Nicols meist schwach milchblau, verschwimmen an ihren Rändern förmlich in die desshalb wie getüpfelt aussehende mikrofelsitische, nicht individualisirte Masse. Sie dürften wegen ihrer unverkennbaren optischen Reaction doch wohl krystallinische Partikel sein, welche in der umgebenden amorphen Substanz nur zu ganz unvollkommener Entwicklung gediehen sind. Die Contouren der krystallinischen Theile fallen in der That innerhalb dieser Grundmassen um so schärfer und regelmässiger aus, je weniger mikrofelsitische Masse zugegen ist. Wo diese letztere sehr reichlich vorliegt, da erscheinen mitunter in ihr vereinzelte Fleckchen klaren oder körnchenführenden Glases.“

Alle diese von Zirkel beschriebenen Zustände sind im höchsten Grade naturgetreu wiedergegeben und es will mir scheinen, dass die Schwierigkeit, daraus einen fasslichen Begriff für das Wort Mikrofelsit abzuleiten, lediglich darin liegt, dass hier ihrer Natur nach verschiedene Dinge in eine und dieselbe Kategorie zusammengefasst werden sollten.

Kalkowsky — ich möchte eine ältere Arbeit Vogelsang's erst später referiren — hat bei der eingehenden Untersuchung der sächsischen Porphyre und Pechsteine (1874) gerade der Natur der Porphyrgrundmasse und ihrem optischen Verhalten die grösste Aufmerksamkeit zugewandt; dennoch kommt auch er über den Zirkel'schen Begriff Mikrofelsit, der zugleich amorph, entglast einfachbrechend und entglast, resp. amorph-doppelbrechend, structurlos und andererseits unvollkommen individualisirt sein soll, nicht hinaus. Die Arbeit giebt eine reiche Anzahl der treuesten Gesteinsbeschreibungen und es will mir scheinen, dass die Schwierigkeit der Denition auch hier nur in der mangelnden scharfen Abgrenzung der Begriffe glasig, amorph, individualisirt etc. liegt.

Wie es mir scheint, wendet sich Cohen von einem ähnlichen

Gesichtspunkte ausgehend und in dem Bestreben schärfere Begriffe einzuführen gelegentlich der Besprechung der Felsitporphyre der Lobombo-Berge in Süd-Afrika (1875) gegen die von Kalkowsky adoptirte Zirkel'sche Auffassung des Begriffes Mikrofelsit, und präcisirt seine eigene Anschauung in einer von seiner früheren Darstellung etwas abweichenden Weise. Er adoptirt die Bezeichnung „Mikrofelsit", legt aber demselben eine andere Bedeutung bei, als Zirkel, und definirt ihn als „diejenige Basis der Porphyre, welche weder reines Glas, noch Glas mit Entglasungsproducten ist, sondern stets eine Einwirkung auf polarisirtes Licht zeigt, mag sie auch noch so schwach sein". Direct verständlich ist auch der Cohen'sche Begriff Mikrofelsit wohl nicht. Zur weiteren Fixirung wird angegeben, dass eine ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach bestimmbare Grundmasse ausgeschlossen ist, ebensowohl wie ein Glas mit hyalitischer Doppelbrechung. Erst im weiteren Verlauf der Deduction ergiebt es sich, dass Cohen unter Mikrofelsit zweierlei Dinge versteht, welche mit einander der Natur der Sache nach nichts gemein haben. In jedem Falle soll nämlich der Mikrofelsit doppelbrechend sein, aber diese Doppelbrechung soll bald durch Spannungsverhältnisse bewirkt sein können (aber ist denn das nicht die oben ausgeschlossene hyalitische Doppelbrechung?), bald das Resultat einer feinsten Aggregatbildung sein dürfen, wobei es unentschieden bleiben muss, ob nicht dem an und für sich krystallinen, nur nicht exact definirbaren Gemenge auch noch isotrope Glastheilchen oder durch Spannung doppelbrechende amorphe Substanz beigemischt ist. Die zweite Hypothese für Mikrofelsit liefert nach meiner Meinung einen fassbaren Begriff; es wäre derselbe dann ein feinstkörniges, entweder ganz oder grösstentheils krystallines Gemenge nicht mit Sicherheit erkennbarer Substanzen, welches sich durch eine, wenn auch noch so verschwommene Aggregatpolarisation für die Beobachtung charakterisirt. Die zuerst gebotene Erklärungsweise scheint mir dagegen unhaltbar. Cohen meint nemlich für gewisse Fälle zur Erklärung der Doppelbrechung seines Mikrofelsits annehmen zu können, dass bei der Erstarrung des ursprünglichen Porphyrmagmas sich zahllose, nicht wahrnehmbare, auch mikroskopisch nicht sichtbare Körner ausschieden, um welche herum sich doppelbrechende Höfe bildeten, von denen jeder einzelne für sich nicht wahrnehmbar wäre, deren Summe aber die amorphe Masse als doppelbrechend erscheinen liesse. Ganz abgesehen davon, dass hier zur Erklärung einer Hypothese eine oder mehrere

andere hinzugezogen werden, ist darauf hinzuweisen, dass selbst unter der Voraussetzung, der einzelne Hof, welcher natürlich in vier durch dunkle Balken getrennte helle Quadranten zerfallen müsste, sei nicht wahrnehmbar, dennoch in keinem Falle die Folge eines solchen hypothetischen Processes eine Aggregatpolarisation von noch so verschwommenem Habitus sein könnte. Vielmehr müsste, da alle die Interferenzfiguren der Einzelhöfe parallel liegen, das Resultat ein sehr verwachsenes grosses Kreuz über die ganze in dieser Weise doppelbrechend gewordene Partie sein. Übrigens sind Erscheinungen, wie sie Cohen hier hypothetisch annimmt, schon beobachtet worden und ergaben dann den eben angedeuteten Effect. Vogelsang beschreibt derartige Phänomene aus dem Liparit vom Theresienhügel bei Tarczal unweit Tokaj (die Krystalliten p. 137) und Michel-Lévy aus einer Schlacke der Stahlgiesserei von Ermont im Dép. Seine-et-Oise (cf. divers modes de structure p. 351).

Bevor ich nun zur Discussion der Anschauungen übergehe, welche der allzufrüh verstorbene Vogelsang kurz vor seinem Tode als das Resultat viele Jahre langer unermüdlicher Beschäftigung mit den porphyrischen Gesteinen der Wissenschaft hinterliess, möge eine kurze Darstellung der realen Verhältnisse der Porphyrgrundmasse, des Felsits, vorausgeschickt werden.

In vielen Fällen besteht der Felsit oder die Porphyrgrundmasse aus einem mikroskopisch kleinkörnigen, aber als solches mit Sicherheit zu definirenden Gemenge der Granitmineralien Quarz und Feldspath, denen sich gelegentlich heller oder dunkler Glimmer, immer kleine Mengen von Eisenerzen zugesellen. So lange das Korn dieses Gemenges, dessen Textur eine sehr verschiedene sein kann, kein allzu geringes ist, bekommt man im polarisirten Lichte das bekannte Mosaikbild der Aggregatpolarisation und die Grenzen der einzelnen Krystallkörner sind scharf und exact. Mit abnehmendem Korne wird natürlich die Erkennung und Bestimmung der einzelnen Partikel schwieriger, ja oft unmöglich und es ist nur ein Analogieschluss, wenn man in diesem Gemenge noch immer die gleichen Mineralien vermuthet. Derselbe gewinnt übrigens eine hohe Wahrscheinlichkeit dadurch, dass man sehr oft nicht einen abrupten Sprung, sondern alle erdenklichen Übergänge aus der einen in die andere Ausbildungsform zu beobachten vermag. In demselben Maasse, in welchem das Korn abnimmt, wird das Polarisationsbild undeutlicher. Die einzelnen Individuen liegen nicht nur neben einander, sondern auch in mehreren Ebenen über ein-

ander. Die dadurch sehr verminderte Schärfe der Umrisse wird noch dadurch geringer, dass in Folge der wiederholten Brechungen und Reflexionen bei dem jedesmaligen Übergange der Strahlen aus dem einen in das andere darüber liegende Medium die Lichtstärke in hohem Grade abnimmt, genau wie wenn Licht, um einen einfachen Fall zu citiren, durch eine Reihe von Glasplatten (man nehme z. B. Deckgläschen) hindurchgeht. Durch diese Superposition verschieden orientirter doppelbrechender Platten wird es bedingt, dass man alsdann zwischen gekreuzten Nicols nur eine vage allgemeine Beleuchtung erhält, die sich bei der Drehung des Präparats nicht bemerkbar ändert. In solchen Fällen wird die Beobachtung an den dünnsten Schliffrändern mit starken Vergrösserungen — und Dünne des Präparates, sowie gut auflösende Linsen sind absolut nothwendige Requisite für das Studium der Porphyre — in weitaus den meisten Vorkommnissen von der Aggregatnatur des vorliegenden Felsites vollständig überzeugen. Man wird allerdings oft erst bei etwa 1000facher Vergrösserung mit einem guten Mikroskop die Begrenzung der Elemente als eine leistenförmige, körnige, schuppige, fadenförmige etc. erkennen und nicht selten erblickt man die Umrisse zumal der grösseren und dickeren Gemengtheile, wie durch einen Schleier, der bald von doppelbrechenden Substanzen, bald aber von anderen Dingen herrührt. Nur in sehr seltenen Fällen wird es in der angegebenen Weise nicht gelingen, neben der wahrnehmbaren Doppelbrechung des homogenen oder heterogenen Gesammtaggregates sich zugleich von der „Individualisirung“ oder besser gesagt der krystallinen Natur der einzelnen Theile zu überzeugen. Hält man an dem von Groth präcisirten Begriff eines Krystalls als eines Körpers fest, in welchem nach verschiedenen Richtungen die Elasticität verschieden ist, und folgert daraus, dass die äussere Begrenzung in keinem Falle ein wesentliches Moment ist, so folgt daraus, dass abgesehen von einer durch irgendwie mechanische Spannungsverhältnisse veranlassten Doppelbrechung eine doppelbrechende Substanz zugleich eine krystalline oder individualisirte sein muss und dass demnach das Wort „unvollkommen individualisirt“ entweder gar keinen Sinn hat oder doch höchstens den haben kann, dass die äussere Form nicht ganz oder gar nicht den inneren Gestaltungsgesetzen entsprechend ausgebildet ist. Von diesem Gesichtspunkte aus bezeichne ich alle diejenigen Theile des Felsits als krystallin, welche doppelbrechend sind, so lange nicht nachgewiesen werden kann, dass

ihre Anisotropie die Folge irgendwie gearteter Spannungsverhältnisse ist, welche nicht in Beziehung zur Molecularstructur derselben stehen. Und dabei nenne ich mikrokrystallin solche Theile der Porphyrgrundmasse, die sich als ein Aggregat mineralogisch-bestimmbarer Elemente herausstellen, während ich diejenigen Partien derselben, die sich nur als ein krystallines Aggregat schlechthin ohne weitere sichere Bestimmbarkeit der einzelnen Partikel erkennen lassen, als kryptokrystallin bezeichne.

Wenn die Doppelbrechung der Theilchen einer felsitischen Porphyrgrundmasse mit einer bestimmten Beschränkung als beweisend für ihre krystalline Natur angesehen werden muss, so darf man wohl kaum daraus den umgekehrten Schluss ziehen, dass Alles, was nicht als doppelbrechend erkannt werden kann, amorph oder structurlos sei. Die Doppelbrechung krystalliner Medien ist nicht selten eine so geringe, dass sie in sehr dünnen Schichten nicht mehr wahrnehmbar wird. Betrachtungen nach dieser Richtung hin und die Frage, ob gewisse Gemengtheile mancher Porphyrgrundmassen, denen man eine Art Structur, wie fasrig, körnig, schuppig etc. nicht absprechen kann, die aber eine erkennbare Einwirkung auf polarisirtes Licht nicht zeigen, als amorph oder krystallin anzusehen seien, drängen sich bei der mikroskopischen Untersuchung des Felsits oft auf.

Es unterliegt gar keinem Zweifel, dass in einer Unzahl von Porphyren neben den oben besprochenen mikro- oder kryptokrystallinen Aggregaten auch innigst als feine Häutchen, Streifen, Bänder und Flecken mit ihnen verwoben Partien einer durchaus structurlosen, zumeist auch farblosen und zwischen gekreuzten Nicols in jeder Lage dunkel bleibenden Substanz auftreten, welche entweder ganz absolut homogen oder auch von kleinsten Körnchen oder Härchen verschiedener Natur durchspickt sind. Solche Substanzen nennt man Glas oder glasige Basis, im ersten Falle ohne, im zweiten mit Entglasungsproducten. Die letzteren sind in weitaus den meisten Fällen undurchsichtig oder doch so schwach durchscheinend, überdiess so winzig, dass ihre Natur als isotrope oder anisotrope Körper nur sehr selten festgestellt werden kann.

In anderen, vielleicht noch zahlreicheren Vorkommnissen erscheint dagegen in derselben Weise mit den Elementen der mikro- oder kryptokrystallinen Aggregate verwoben, sehr häufig sie als ein hauchdünner Schleier in allen Richtungen überziehend und um-

schlingend, eine durchaus isotrope Substanz, bald farblos, bald graulich, oft aber auch gelblich bis bräunlich, die von einem reinen oder einem mit Entglasungsproducten durchspickten Glase sich dadurch unterscheidet, dass sie nicht absolut structurlos ist, sondern vielmehr in ihrer gesammten oder doch nahezu gesammten Ausdehnung aus allerkleinsten Fasern oder Schuppen, wohl auch aus winzigen Körnern oder Körnerhaufen zusammengesetzt ist. Diese Substanz, welche sich von den mikro- und kryptokrystallinen Aggregaten durch den Mangel jeder Einwirkung auf polarisirtes Licht, von dem eigentlichen Glase dagegen durch den Mangel der Structurlosigkeit und weit geringere Lichtdurchlässigkeit unterscheidet, bezeichne ich als Mikrofelsit oder mikrofelsitische Basis.

Es bleibt dabei Jedem unbenommen, ob er sich diese fasrige oder schuppige mikrofelsitische Basis als ein fasriges oder schuppiges Glas oder anders vorstellen will. Für die Frage nach der Natur des Quarzporphyrs als Gestein sind die Anschauungen, welche man sich über das Wesen des Mikrofelsits machen will, zunächst irrelevant. Wir werden später Verhältnisse kennen lernen, die es sehr wahrscheinlich machen, dass die sogenannte mikrofelsitische Basis in Wirklichkeit eine, allerdings nur unter gewissen Verhältnissen schwache Doppelbrechung zeigende, Substanz ist.

Man wird aus dem Vorhergehenden erkannt haben, dass Mikrofelsit in der hier gegebenen Definition ein Theil des Mikrofelsits im Sinne Zirkel's ist, während ein anderer Theil des Mikrofelsits von Zirkel hier in die Kategorie der kryptokrystallinen Grundmassen fällt. Es braucht nicht hervorgehoben zu werden, dass die Erkennung des Mikrofelsits, da wo derselbe innig mit einem kryptokrystallinen Aggregat verwoben ist, ihre praktischen Schwierigkeiten haben kann. Die mikroskopische Diagnose will eben geübt sein, wie jede andere Kunst.

Die verschiedenen Verbindungsarten, unter denen die besprochenen Gemengtheile der mikroskopischen Porphyrgrundmasse zusammentreten, werden in dem folgenden Abschnitte über die Structurformen der Porphyre ihre Behandlung finden. Zu den aufgezählten Elementen gesellen sich in den meisten Fällen noch opake, meist unbestimmbare (Vogelsang's Opacite) oder auch bräunliche und dann durchscheinende (Eisenoxyd und Eisenoxydhydrate, Vogelsang's Ferrite), sowie grünliche (chloritische, delessitische, serpentinartige etc. Körper, Vogelsang's Viridite) Körnchen, Härchen und Schüppchen.

UNIVERSITY CALIFORNIA

Ehe ich mich nun zur Besprechung der Anschauungen Vogelsang's über die Natur der Porphyrgrundmasse wende, welche in einigen Punkten von der hier dargelegten abweicht, bleibt noch zu bemerken, dass sowohl die glasige wie die mikrofelsitische Basis der Porphyre nicht nur in untergeordneter Weise mit mikrokrystallinen oder kryptokrystallinen Aggregaten auf die eine oder die andere Art gemengt erscheint, sondern in zahlreichen Gesteinen fast ausschliesslich in wechselnder Menge neben den grösseren Einsprenglingen auftritt.

Die Auffassung Vogelsang's von der Natur der Porphyrgrundmasse erwuchs auf dem Boden seiner krystallogenetischen Untersuchungen, aus denen er die Überzeugung gewann, dass der Krystallisationsact keineswegs in allen Fällen ein abrupter Übergang aus dem amorphflüssigen in den starren Zustand eines nach bestimmten molecularen Attractionsgesetzen aufgebauten Individuums sei, sondern einen verschiedenen Lauf nehme, je nach dem Verhältniss, in welchem innerhalb der jeweiligen Materie die molecularen Attractionskräfte des krystallisirenden Körpers zu den molecularen Widerstandskräften des lösenden Mediums stehen. Sowohl experimentell, wie durch die Beobachtung an manchen Schlacken glaubte er mit Sicherheit nachweisen zu können, dass es gewisse primitivste Formen gebe, in denen ein krystallisirbarer Körper sich aus einem Widerstand leistenden Medium abscheiden könne, in denen man aber noch nicht Krystalle sehen dürfe. Er bezeichnete solche Gebilde (Globulite, Margarite, Longulite, Trichite) in ihrer Gesammtheit als Krystallite und unterscheidet nun in der Entwicklung der verschiedensten Gesteinsgrundmassen, soweit diese nicht absolut glasig sind, die folgenden Formen: die globulitische Körnung (in einer homogenen Glasmasse liegen mehr oder weniger zahlreiche einfachbrechende Körnchen, Punkte und Scheibchen); die trichitische Trübung (wobei die Trichite als Longulite und Margarite aufzufassen sind); die felsitische Entglasung, die mikrolithische und krystallinische Differenzirung. Die beiden zuerst genannten Entwicklungsformen sind nach der in diesem Buche angewandten Terminologie unter dem Begriffe der glasigen Basis zu subsumiren, die beiden letztgenannten stellen zwei verschiedene Modalitäten der krystallinen Grundmassen dar, von denen die krystallinische Differenzirung ziemlich genau einer hypidiomorphkörnigen, die mikrolithische einer panidiomorph-körnigen Grundmasse entsprechen würde. Die felsitische Entglasung ist durchaus

äquivalent der hier als mikrofelsitische Basis bezeichneten Ausbildungsform der Porphyrgrundmassen; sie wird als die häufigste Gestaltung der Porphyrbasis anerkannt und genau übereinstimmend mit der hier gegebenen Beschreibung wird hervorgehoben, dass sie den glasigen Habitus der Basis vollkommen vernichte und dieselbe als ein unauflösliches Gewirr von Körnchen, Fädchen, Fliederchen, Nädelchen u. s. w. erscheinen lassen. Wenn ferner von ihr ausgesagt wird, dass Übergänge in mikrokrystalline Structur vorkommen und dass der Mikrofelsit meistens eine diffuse Polarisationswirkung zeige, so sehen wir darin z. Th. eine Vermengung zwischen dem eigentlichen Mikrofelsit und einer kryptokrystallinen Grundmasse. Dass Vogelsang nicht in gleicher Weise scharf zwischen diesen beiden Dingen unterschied, hat seinen Grund in der ungebührlichen Betonung der äusseren gesetzmässigen Gestaltung zur Fixirung des Krystallbegriffs. Aus zahlreichen Stellen seines überaus lehrreichen Aufsatzes geht mit Entschiedenheit hervor, dass er selbst nicht recht mit dieser Doppeleigenschaft des Mikrofelsits als eines bald polarisirenden, bald isotropen Körpers einverstanden war, so wenn er bei der Schilderung der Basaltbasis des Gesteins von Podlie-Craig bei North-Berwick hervorhebt: „der Silicatgrund ist felsitisch, er löst sich vollständig zu kleinsten Körnchen und krystallitisch strahligen Aggregaten auf, zwischen denen hie und da feine nadelförmige Mikrolithe liegen. Die Polarisationswirkung ist äusserst schwach flimmernd; viele Stellen sind ganz isotrop, so dass vielleicht nur von den eingelagerten Mikrolithen eine doppelte Brechung ausgeht.“

Theilweise aber scheint Vogelsang bereits die Ursache der öfteren Doppelbrechung des Mikrofelsits richtig in der Anordnung der kleinsten Einzelindividuen zu parallelen oder divergenten Aggregaten erkannt zu haben. Er ist der erste, welcher die selbständige Stellung des Mikrofelsits gegenüber dem Feldspath und Quarz erkannt hat; er sieht darin ein eigenes Silicat, welches er Felsit nennt, oder ein Gemenge dieses Silicates mit Glas oder Kieselsäure. Letztere wird z. Th. als wasserhaltig angesehen und wegen ihrer mangelhaften Bestimmbarkeit nicht etwa Quarz, sondern Kiesel genannt. Diese der Wahrheit jedenfalls sehr nahe kommende Auffassung hatte sich Vogelsang offenbar bei dem Studium des radialstruirten Mikrofelsit der sphärolithischen Porphyre gebildet.

Es ist auffallend, dass gerade die mikrofelsitischen Porphyre

so ausserordentlich oft eine rostrothe bis braune Farbe haben. Laspeyres und Tschermak sehen darin die Folge der Zersetzung und Oxydation von Eisenoxydulsilicaten. Aber mit Recht macht Vogelsang darauf aufmerksam, dass man die gleiche Farbe mit noch grösserem Rechte bei älteren und basischeren Massengesteinen erwarten sollte, betont ihr Erscheinen auch bei den so nahe verwandten Lipariten, sowie ihre häufige Ausbildung in den Tuffen der Porphyre und Liparite, dagegen ihr gänzliches Fehlen bei den Gläsern (in den Meissener Pechsteinen ist die Färbung durch Infiltrationen bedingt). Er glaubt daraus schliessen zu müssen, dass diese durch Eisenoxyd und Eisenoxydhydrate (seinen Ferrit) bedingte Färbung eine ursprüngliche sei. Denkt man sich den Mikrofelsit als ein stöchiometrisch gebautes Silicat von hoher Acidität, aber feldspathähnlichem Charakter, so musste bei seiner Krystallisation thatsächlich das Eisenoxyd ausgeschieden werden, für welches in dem Molekül kein Platz war. Bei glasiger Erstarrung war ein Grund für diese Ausscheidung nicht gegeben.

Classification und Structur der Quarzporphyre.

Wenn die Quarzporphyre auch mit Recht als die palaeovulkanischen Ausbildungsformen granitischer Eruptivmagmen angesehen werden können, so ist es doch zu betonen, dass nicht alle die verschiedenen Arten der Granitfamilie gleichmässig in der Porphyrform auftreten. Die ungeheure Mehrzahl der Quarzporphyre entspricht mineralogisch den Granititen. Dem entspricht es, dass man niemals eine Gliederung innerhalb der Quarzporphyrfamilie nach dem Mineralbestande versucht hat. Vielmehr gehen ältere wie neuere Versuche nach dieser Richtung von der Ausbildungsform der Grundmasse aus.

Vogelsang, dem wir in den wesentlichen Punkten folgen werden, zerlegte die Quarzporphyre in Granophyre, Felsophyre und Vitrophyre, je nachdem ihre Grundmasse krystallin-körnig, felsitisch in seinem Sinne, oder glasig entwickelt ist. Zwischenformen, welche durch gleichzeitiges Auftreten zweier Ausbildungsarten entstehen, werden leicht durch Worte wie Felsogranophyr, Vitrofelsophyr u. s. w. bezeichnet. Der Umstand, dass die Umgrenzung des Mikrofelsits hier und bei Vogelsang eine etwas andere ist, und ein gewisser Dualismus in der Ausbildung der Quarzporphyre mit holokrystalliner Grundmasse, bedingen einige Abweichungen von der Vogelsang'schen Systematik.

Zerfällt man zunächst die Gesammtheit aller Quarzporphyre in solche mit wesentlich holokrystalliner und solche mit wesentlich hypokrystalliner oder glasiger Grundmasse, so lässt sich die erstgenannte Abtheilung je nach der Verwebung der wesentlichen Grundmasse-Componenten Quarz und Orthoklas in mikrogranitische und granophyrische Quarzporphyre gliedern, während die zweite je nach der Ausbildungsform ihrer nicht oder doch nicht nachweisbar individualisirten Grundmasse in vitrophyrische und felsophyrische Quarzporphyre zerfallen. Statt der schleppenden Bezeichnungen mikrogranitische, granophyrische u. s. f. Quarzporphyre werde ich mich der Termini Mikrogranit, Granophyr, Felsophyr und Vitrophyr bedienen. Man muss nur bei der Benutzung dieser Terminologie nie vergessen, dass ein Mikrogranit etc. nicht etwa ein vom Quarzporphyr verschiedenes Gestein, sondern lediglich ein Quarzporphyr mit einer bestimmten structurellen Ausbildung ist. Diese vier Hauptstructurtypen der Quarzporphyre sind durch die allmähligsten Übergänge an zahllosen Localitäten mit einander verbunden und man hat guten Grund zu hoffen, dass die ursächliche Verknüpfung zwischen der Entwicklung einer bestimmten dieser vier Hauptstructurtypen und den physikalischen Bedingungen, unter denen die Effusionsperiode des Gesteins verlief, sich dereinst präcis werde formuliren lassen.

Als Mikrogranite bezeichne ich diejenigen Quarzporphyre, deren Grundmasse im Wesentlichen ein richtungsloses panidiomorph- oder hypidiomorph-körniges Gemenge von Quarz und Orthoklas ist. Die mineralogische Zusammensetzung und Structur des Gesteins hat also die grösste Analogie mit derjenigen der Granitporphyre. Das sollte auch der Name ausdrücken, der demnach, worauf mich Herr Dr. Chelius brieflich aufmerksam machte, besser Mikrogranitporphyre gelautet hätte. Die weite Einbürgerung desselben verbietet wohl eine nachträgliche Änderung. — Trotz des allen Mikrograniten gemeinsamen, im Wesentlichen holokrystallinen Charakters ihrer Grundmasse ist dennoch eine grosse Mannichfaltigkeit nicht nur durch die sehr wechselnde Korngrösse der letzteren, die bis zum Kryptokrystallinen herabsinken kann, gegeben, sondern auch durch die Ausbildung der einzelnen Gemengtheile.

Ein sehr verbreiteter Typus ist derjenige, wobei der Feldspath der Grundmasse, zu dem sich gelegentlich einmal merkliche Quantitäten von Plagioklas gesellen, in idiomorphen Individuen ausgebildet erscheint. Diese liefern dann meistens kurz rectanguläre bis qua-

dratische Durchschnitte und lassen auf P, M, y als gleichmässig herrschende Flächen schliessen; seltener sind die Schnitte deutlich leistenförmig und weisen auf P und M als stark vorwiegende Begrenzung (Todtmoos, Gerardmer). Der Quarz bildet dann entweder gewissermassen das Cäment für die Feldspathkrystalle, oder aber er ist seinerseits in kleinen Dihexaëdern ausgebildet (Taf. III Fig. 2). In letzterem Falle ist in guten Präparaten und bei frischen Gesteinen recht oft zu beobachten, dass dieses anscheinend panidiomorph-körnige Feldspath-Quarz-Aggregat wie durchtränkt ist bald von einer farblos durchsichtigen Glasbasis, bald von trübem graugelblichen Mikrofelsit, bald von einer äusserst kryptokrystallinen Substanz. Diese Dinge erscheinen im Durchschnitt bei hinreichender Vergrösserung als sehr dünne Häutchen, welche die einzelnen Gemengtheile trennen. In solchen Fällen gliedert sich die Gesteinsentwicklung während der Effusionsperiode eigentlich wieder in zwei Abschnitte: einen ersten, während dessen die zweite Generation von Feldspath und Quarz krystallisirte, einen zweiten, in welchem der letzte Rest des Gesteinsmagmas kryptokrystallin oder amorph erstarrte. Bei allen diesen Ausbildungsformen, für welche die Haller, Grimmaer, Colmnitzer, Tyroler (Monte Zaccon) Porphyre, sowie diejenigen der Gegend von Hohwald in den Vogesen, von Pontgibaud in der Auvergne, von Bredbad in Elfdalen u. v. a. Beispiele liefern, sinkt das Korn der zweiten Generation eigentlich nie ins Kryptomere herab; es wird im Gegentheil gelegentlich der kryptokrystalline, letzterstarrte Kitt zu einer dritten, mikrokrystallinen, aber dann stets allotriomorph-körnigen Feldspath-Quarz-Generation, die dann gern in bedeutenderen Mengen auftritt (St. Nabor, Unterelsass). — Es findet sich auch als letztes Erstarrungsproduct, und also als Kitt der Gemengtheile zweiter Generation ein granophyrisches Aggregat in geringen Mengen (Poppenberg a. H.), ja es können selbst äusserst schmale sphärolithische Aureolen um die Quarzeinsprenglinge zur Entwicklung gelangen. — Seltener kommt es wohl vor, dass an einem Handstücke, oder selbst in einem Schliff unregelmässig gegen einander abgegrenzte Stellen der Grundmasse verschiedene Arten der krystallinen Entwicklung, also z. B. mikrogranitische und granophyrische besitzen. — In einer anderen Gruppe von Mikrograniten bildet der Feldspath der Grundmasse rundliche Körner, zwischen denen sich dünne Quarzadern hinziehen. Die rundlichen Feldspathkörner sind ihrerseits mit Quarz durchwachsen und man sieht das rothe ferritische Pigment derselben radial in ihnen angeordnet.

Die Hohe Warte bei Kleinschmalkalden, Asbach in Hessen, Rupt in den Vogesen liefern Beispiele. Alle diese Porphyre besitzen fluidale Structur, ihr Limonit hat deutlich die Form ursprünglicher Trichite und ich möchte glauben, dass ihre runden Feldspath- oder Feldspath-Quarz-Körner ursprünglich sphärolithische Gebilde waren. Sie wären also erst durch secundäre Processe aus Felsophyren zu Mikrograniten geworden.

Die weiteste Verbreitung dürften unter den Mikrograniten diejenigen mit allotriomorph-körniger Grundmasse haben, welche nicht selten durch reichlichere Beimengung von Muscovitblättchen und durch bessere Begrenzung der Feldspathe einen mehr hypidiomorphkörnigen Charakter annimmt. In solchen ist die Priorität der zweiten Feldspathgeneration gegenüber derjenigen des Quarzes nicht immer sicher zu erkennen. Das Korn sinkt gern bis zum Kryptokrystallinen, die äusserst mikroskopische Durchtränkung mit Mikrofelsit oder Glas fehlt oder ist doch nicht sicher nachzuweisen, dagegen scheint die unregelmässige Beimengung von Mikrofelsit in grösseren Partien häufiger zu sein. Während für die Mikrogranite mit panidiomorph- oder hypidiomorph-körniger Grundmasse die primäre Natur derselben nicht wohl in Zweifel gezogen werden kann, gewinnt man bei dieser Gruppe, zumal wenn die Grundmasse sehr kryptomer wird, oft die Überzeugung, der krystalline Zustand derselben sei ein secundärer und erst durch einen Zerfall des Mikrofelsits, als einer wahrscheinlich sehr instabeln Verbindung, entstanden. Eine solche Auffassung gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch die Häufigkeit einer fluidalen Structur, welche bald durch die reihenförmige Anordnung der pigmentirenden Eisenerze, bald durch einen parallelplattigen oder streifigen Wechsel verschiedenfarbiger Lagen oder durch ebensolchen Wechsel grober und feinkörniger Striemen hervorgerufen wird. In derartigen Quarzporphyren ist auch eine eigenthümlich flasrige Structur recht verbreitet, wobei lang linsenförmige Flatschen eines grobkörnigen Quarzaggregates, dem nur seltener Feldspath beigemengt ist, in der Richtung der Parallelstructur mit der kryptokrystallinen Grundmasse verwoben sind. Ebenso spricht die Verbreitung sphärolithischer Bildungen und das Vorkommen von Mandelsteinstructur zu Gunsten einer ursprünglich felsophyrischen Ausbildung. — Es liegen mehrfache Beobachtungen vor, dass die Quarzporphyre mit kryptokrystalliner, besonders auch mit sphärolithischer und granophyrischer Entwicklung Randfacies von Mikrograniten mit mikrokrystalliner Grundmasse sind.

Die bei den Tiefengesteinen so verbreiteten älteren basischen Ausscheidungen kommen auch bei den Mikrograniten, wenngleich sehr selten vor; es sind bald auffallend glimmerreiche, bald stark plagioklasführende rundliche oder eiförmige Massen von nicht eigentlich porphyrischer, sondern mehr panidiomorphkörniger Structur. Da der Quarz in diesen älteren Ausscheidungen stark zurücktritt, so machen sie oft den Eindruck sehr feinkörniger lamprophyrischer Einschlüsse.

Die Mikrogranite sind als eine eigenthümliche Gangformation sehr verbreitet in den Tiefengesteinen des Hochfeldmassivs im Unter-Elsass und ihrem Schiefermantel in der Umgebung von Hohwald, Rothau und St. Nabor, ebenso bei Gerardmer und Rochesson in Lothringen, im südlichen Schwarzwald, im nördlichen Odenwald zwischen Rohrbach und Niedermodau (Chelius), sowie im sächsischen Erzgebirge (Schalch, Sauer) bei Altenhayn, im Thüringer Walde (z. B. nach Weiss zusammen in derselben Gangspalte mit quarzarmem Porphyr an der Gabel unfern der Marienhöhe bei Friedrichsroda), in der Auvergne (Pranal, Pontgibaud, Iroude). Der Auersberger Porphyr aus dem Harz ist ein Mikrogranit mit felsophyrischer Randfacies. — In Deckenform, also in seiner typischen geologischen Gestaltung, treffen wir den Mikrogranit am Donnersberge in der Pfalz, im unteren Nahethale (Münster a. St.), in Thüringen (Gegend von Friedrichsroda, Hohleborn und Asbach), in Sachsen (Rochlitzer, Grimmaer, Buchheimer, Hohburger u. s. w. Porphyre; auch die oben erwähnten Pyroxen-Quarzporphyre der Leipziger Gegend gehören hierher), Schlesien (Waldenburg, Lomnitz). In der gewaltigen Quarzporphyrmasse des südlichen Tyrol, dem sogenannten Botzener Porphyr, sind Mikrogranite verbreitet (Monte Zaccon, Sarnthal, Karneid etc.); — ebenso am Südabhang der Alpen im Gebiete des Lago di Lugano und Lago Maggiore (Arona). — In Gängen und Lagern aus dem Untersilur der Gegend von Prag beschreibt Helmhacker, aus Devon von Bittadoon (North-Devonshire) bespricht Bonney Mikrogranite; Liebisch solche aus der mittelägyptischen Wüste, Howitt ein 1000′ mächtiges Lager in wahrscheinlich oberdevonischen Schichten von Snowy Bluff in North-Gippsland, Australien. — Unter den Elfdaler Quarzporphyren finden sich gleichfalls Mikrogranite.

Granophyrische Quarzporphyre oder Granophyre nenne ich Quarzporphyre mit wesentlich holokrystalliner Grundmasse, in welcher aber die wesentlichen Gemengtheile derselben, Quarz und Orthoklas, nicht ein regellos gemengtes, sondern ein

gesetzmässig gruppirtes Aggregat bilden. Die betonte Gesetzmässigkeit liegt darin, dass sich Quarz und Feldspath in der mannichfachsten Modalität durchdringen, so dass ihre Ausscheidung aus dem Eruptivmagma während der Effusionsperiode eine durchaus gleichzeitige gewesen sein muss. Ob und welche krystallonomische Beziehungen diese gegenseitige Durchdringung beherrschen, ist bisher nicht nachgewiesen worden. Manche der wesentlichsten, hier als Granophyrstructur zusammengefassten Verwachsungsformen finden sich in der von Michel-Lévy als structure pegmatoïde bezeichneten Ausbildungsweise granitischer und porphyrischer Gesteine, während unsere mikrogranitische Structur sich ungefähr mit seiner structure granulitique deckt.

Um die Feldspathe und Quarze der älteren Generation, niemals um Glimmer, Hornblende, Pyroxene, Erze, Apatite oder Zirkone, setzen sich die krystallinen Ausscheidungen jüngerer Generationen von Quarz und Feldspath in Form von Büscheln an, welche kleinere oder grössere Sectoren divergentstrahlig struirter Kugeln darstellen. Nach dem gleichen Gesetz aufgebaute, aber vollkommen ausgebildete Kugeln bilden oft zum grössten Theile die krystalline Grundmasse. Auf den ersten Blick ähneln diese Gebilde in hohem Grade den Sphärolithen mancher Gläser. Während aber diese vorherrschend wesentlich homogene Gebilde sind, erkennt man bei den granophyrischen Büscheln sehr oft schon im gewöhnlichen Lichte, dass die einzelnen Fasern oder Faserbündel nicht alle aus derselben Substanz bestehen, sondern z. Th. dem Feldspath, z. Th. dem Quarz angehören. Dem ersteren werden die trüberen, dem letzteren die wasserhellen Fasern zugerechnet. Diese Heterogeneität giebt sich auch bei Behandlung solcher, als Pseudosphärolithe zu bezeichnenden Gebilde mit Flusssäure kund, welche die trüben Fasern weit rascher und heftiger angreift, als die wasserhellen. Bei den gröberfasrigen Pseudosphärolithen kann man sich auch durch die Untersuchung mit der Gypsplatte oft und sicher von dem verschiedenen optischen Charakter der einzelnen, hier als Quarz und Feldspath unterschiedenen, Fasern überzeugen. Endlich ergiebt sich der eigenthümliche Charakter dieser Pseudosphärolithe bei der Beobachtung derselben zwischen gekreuzten Nicols deutlich daraus, dass sie nicht die normale Interferenzfigur der gewöhnlichen Sphärolithe (cf. Bd. I S. 65) zeigen, sondern bald mehr, bald weniger als vier dunkle Radialbalken, deren Neigung zu einander nun sehr verschieden sein kann. Denkt man sich ein radial strahliges homogenes

Aggregat, bei welchem jede Faser der anderen äquivalent ist, so muss dasselbe ein dunkles Kreuz von vier Armen haben, die sich senkrecht schneiden, mögen die Elasticitätsaxen in den Fasern liegen wie sie wollen. Das Kreuz liegt parallel den Hauptschwingungsrichtungen der Nicols, wenn in den Fasern des Sphärolithen die Elasticitätsaxen parallel und senkrecht zu ihrer Längsaxe geordnet sind; das Kreuz muss dagegen um 10°, 20°, 45°, kurz um jeden beliebigen Winkel schief zu den Hauptschwingungsrichtungen der Nicols stehen, wenn die Elasticitätsaxen um 10°, 20°, 45° oder jeden anderen Winkel gegen die Längsaxe derselben und die darauf Normale geneigt sind. Denkt man sich nun eine radial strahlig struirte Kugel aus zwei stofflich verschiedenen Fasern oder Faserbündeln aufgebaut, von denen die einen die erst besprochene, die anderen die zweite optische Orientirung haben, so muss der centrische Durchschnitt durch eine solche Kugel, wenn ein ganz regelmässiger Wechsel der beiden verschiedenen Faserbündel stattfindet, zwei unter einem bestimmten Winkel (= der Auslöschungsschiefe des zweiten Fasersystems) sich schneidende vierarmige Kreuze zwischen gekreuzten Nicols zeigen. Ist der Aufbau der radial-strahligen Aggregate ein weniger regelmässiger, so wird auch dadurch natürlich eine weniger regelmässige Interferenzfigur entstehen.

Neben diesen Pseudosphärolithen finden sich ebensowohl als büschelförmige Ansätze (aber nur um Feldspath), wie auch selbständig in der Grundmasse Sphärokrystalle von Feldspath, die durch zunehmende Dimensionen der einzelnen Individuen zu knäuelförmigen Verwachsungen von Feldspathleisten hinüberführen. — Wo — und das ist kein seltener Fall — die normalen Sphärolithe der Felsophyre in den Granophyren auftreten, lassen sie sich oft mit grosser Sicherheit als jüngere Producte der Gesteinsverfestigung gegenüber allen granophyrischen Gebilden erkennen. — Es mag hervorgehoben werden, dass eine concentrisch-schalige Structur oder eine glattflächige Ablösung von der Gesteinsmasse, wie sie bei echten Sphärolithen wohl vorkommt, weder bei den Sphärokrystallen von Feldspath, noch bei den Pseudosphärolithen der Granophyre jemals beobachtet wurde.

Aber auch in anderen als den beschriebenen Formen findet bei den Granophyren das Bestreben der Hauptgemengtheile nach durchgreifender, auch äusserlich krystalliner Entwicklung seinen Ausdruck. So findet man in den grösseren Quarzkrystallen Feldspathindividuen, in den Feldspathen Quarzindividuen derart ein-

gewachsen, dass alle die einzelnen eingewachsenen Individuen der beiden Mineralien genau parallel zu einander orientirt sind, also sämmtlich in derselben Lage das Licht auslöschen. Man hat also eigentlich eine vielfache Durchdringung eines Feldspathkrystalls mit einem Quarzkrystalle; dass in dem einen Falle der Quarz, im anderen der Feldspath zum Wirthe wurde, d. h. eine mehr continuirliche Entwicklung gewann, lässt sich leicht durch das raschere Wachsthum hier des Quarzes, dort des Feldspathes erklären. Diese Structurform entspricht der Durchdringung des Orthoklases mit Quarz in den Schriftgraniten.

Auch bei der feinkörnigen Grundmasse kehrt dieser Trieb nach gesetzmässiger Gestaltung und Anordnung wieder. Selbst da, wo ein scheinbar regelloses Korngewirr im gewöhnlichen Lichte beobachtet wird, erkennt man im polarisirten Licht, dass über das ganze Gesichtsfeld hin alle Feldspath- und alle Quarzkörnchen je zu einander parallel geordnet sind. An anderen Orten aggregiren sich Fasern beider Mineralien zu unilateral- oder bilateral federförmigen Gestalten, oder aber sie bilden ein Netzwerk mit sehr stumpfrhombischen, auch stumpfdreiseitigen Maschen, die alle unter einander genau mit den Seiten parallel liegen. Die Fäden des Netzes bestehen aus Feldspath, die Maschen aus Quarz.

Ebenso, wie bei Mikrograniten sich kleinere oder grössere Gesteinspartien mit granophyrischer Structur finden, so kommt auch bei typischen Granophyren gelegentlich ein mehr oder weniger abrupter Übergang in mikrogranitische Structur vor. Auch zwischen granophyrischer und felsophyrischer Structur findet sich bald ein anscheinend regelloser Wechsel, bald lassen sich felsophyrische Theile in sonst normalen Granophyren als letztes Product der Gesteinsverfestigung erkennen. — Dass Granophyrstructur als randliche Facies bei Graniten, also eigentlichen Tiefengesteinen theils in dem Hauptgesteinskörper selbst, theils in Apophysen desselben vorkomme, wurde an früherer Stelle erwähnt. Die erste mikroskopische Beobachtung über Granophyrstructur in Graniten wurde wohl von Sorby am Mount Sorrel-Amphibolgranitit gemacht. — In besonderer Schönheit beobachtete und beschrieb Lossen diese Granophyrfacies an mehreren turmalinführenden Gangapophysen, welche vom Nordostrande des Brockengranitits auslaufen. — Eine sehr deutliche Schilderung mancher Eigenthümlichkeiten solcher Granophyrfacies giebt auch Howitt gelegentlich seiner Beschreibung der oberpalaeozoischen Granite von Bairnsdale in Gippsland, Australien.

In geologischer Selbständigkeit tritt der Granophyr in einer anscheinend weit verbreiteten Gangformation auf, deren erste Repräsentanten von dem Hochfeldmassiv im Unterelsass aus der Gegend von Hohwald, Barr, Truttenhausen und St. Nabor beschrieben wurden. Auch im Schwarzwalde hat der Granophyr (oft mit accessorischem Pinit) eine nicht unbedeutende Verbreitung unter den oft mächtigen und weithin zu verfolgenden Gängen von älterem Porphyr der badischen Geologen (Oppenau, Schutterthal, Triberg, Langkirch, Waldshut). — Ob die Granophyre von der Kirche Wang bei Schmiedeberg in Schlesien eine selbständige Stellung einnehmen, oder lediglich Facies von Granitporphyren seien, vermag ich nicht zu entscheiden. — In vorzüglicher Ausbildung treten sie am Carrockfell im Lake-District Nordenglands (cf. Ward, Q. J. G. S. 1876. XXXII. No. 125. 16), auf der kleinen Insel Skotningen bei Bömmelö an der Westküste Norwegens, wo sie H. Reusch entdeckte und in der Umgebung von Ajaccio auf Corsica auf. — Diese Gänge von Granophyr zeigen nicht selten felsophyrische Ausbildung an den Salbändern und tragen gelegentlich deutliche Spuren durch Gebirgsdruck bedingter mechanischer Deformationen.

In der Form mächtiger Decken, also in typisch effusiver Gestaltung, wurde der Granophyr gleichfalls zuerst aus den Vogesen zwischen Andlau- und Ehnthal am Hochfelde im Unterelsass erkannt. Hier ist das Gestein in den mächtigsten Theilen der Decken rein granitisch, im Liegenden an der Grenze gegen den metamorphen Steiger-Schiefer felsophyrisch entwickelt. — Sehr analoge Verhältnisse fand Harada bei den altberühmten rothen Porphyren von Lugano, die er als deckenförmigen Granophyr mit centraler Granitit- und peripherischer Quarzporphyrfacies (i. e. Felsophyr)-Facies charakterisirt. Danach zeigt sich also im Grossen wie im Kleinen, dass der Granophyr eine in krystallographischem Sinne höher stehende Entwicklungsform der Quarzporphyre ist, als der Felsophyr und wollte man nach diesem Gesichtspunkte die verschiedenen petrographischen Ausbildungen eines granitisch-quarzporphyrischen Eruptivmagmas ordnen, so hätte man eine Reihe von Granit durch Mikrogranit zu Granophyr, Felsophyr und endlich Vitrophyr.

Gegenüber den sonst so allmähligen Übergängen von Granophyren in Mikrogranite und Felsophyre ist es zu betonen, dass nach C. Schmidt bei dem Windgälle-Porphyr der Granophyr gegenüber dem Mikrogranit, trotzdem sie zu einer geologischen Einheit verbunden sind, eine gewisse Selbständigkeit hat, die sich auch

chemisch durch seinen weit höhern SiO_2-Gehalt ausdrückt. Immerhin ist auch hier der Granophyr anscheinend eine peripherische Differentiationsform des Mikrogranit.

In Portugal sind Granophyre von seltener Schönheit in der Umgebung von Valverde und Odivellas unweit Beja in Alemtejo weit verbreitet.

Einen sehr merkwürdigen Granophyr beschreibt Mügge von dem Longido-Berge im Massai-Lande. Quarz und Feldspath bilden rundliche, nicht idiomorphe Einsprenglinge; der Quarz ist durch unbestimmbare, optisch unwirksame Einschlüsse für das blosse Auge blauschwarz, unter dem Mikroskope grauviolett bis grau gefärbt. Die Feldspathkörner werden von einem Orthoklas gebildet, der von verbogenen Lamellen von Oligoklas-Albit durchwachsen ist und von einem scharf getrennten Mantel desselben triklinen Feldspaths eingehüllt wird, in welchem besonders die granophyrische Durchwachsung mit Quarz stattfindet. Diallag, Hypersthen und Hornblende mit etwas Granat bilden in dem Gestein nesterartige Aggregate, welche möglicherweise aus den umgebenden Schiefern stammen, in denen diese Mineralien auftreten.

Liebisch fand Granophyr unter den von Schweinfurth vom Gebel-Om-el-Tenasseb in der mittelägyptischen Wüste mitgebrachten Gesteinen.

Die Gruppe der Felsophyre ist besser negativ als positiv zu charakterisiren. Sie würde diejenigen Quarzporphyre umfassen, deren Grundmasse im wesentlichen mikrofelsitisch ausgebildet ist. Nun aber sind anscheinend die mikrofelsitischen Grundmassen an und für sich gern mit kryptokrystallinen Aggregaten in mehr oder weniger weitgehendem Maasse untermengt und werden überdiess offenbar unter dem Einfluss der Atmosphärilien ausserordentlich leicht in äusserst feinkörnige Gemenge von Quarz und Feldspath zerlegt. Daher rührt es, dass rein mikrofelsitische Grundmassen wohl kaum vorkommen und dass die Erkennung und Nachweisung des Mikrofelsits in einem ursprünglichen Felsophyr recht schwierig werden kann. Wer sein Auge für die Auffindung und Bestimmung des Mikrofelsits einüben will, thut dieses am besten nicht bei den eigentlichen Felsophyren, sondern bei gewissen Vitrophyren oder bei den Lipariten. Innerhalb der Gruppe der Quarzporphyre werden zur Erkennung und Abscheidung der Felsophyre am leichtesten die folgenden Betrachtungen verhelfen. Eine Verwechslung ist überhaupt nur möglich mit den kryptokrystallinen Abarten der-

jenigen Mikrogranite, deren Grundmasse allotriomorph-körnig ist. Wo hier Zweifel entstehen können, da sprechen gegen die Einreihung eines Gesteins bei den Mikrograniten: deutliche Mandelsteinstructur, evidente Fluidalphänomene, perlitische Absonderungen und durchgreifend sphärolithische Structuren. Die Mandelsteinstructur in typischer Ausbildung setzt die Anwesenheit wenn auch geringer Quantitäten amorph erstarrender Reste einer Gesteinsmutterlauge voraus; evidente Fluidalphänomene sind bei einem in mehr oder weniger isometrischen Körnern auskrystallisirenden Eruptivmagma nicht wohl möglich, sie fehlen daher auch z. B. den eigentlichen Mikrograniten und den Granophyren vollständig; — perlitische Absonderung ist erfahrungsmässig bei holokrystallin-entwickelten Eruptivmagmen nie vorhanden; sphärische und zumal radial-sphärische Gestaltung ist die vollendetste, und wie es scheint, die normale Entwicklung des Mikrofelsits. Alle die mannichfachen kugligen Gebilde, in denen die sauren Ergussgesteine so reich sind, finden sich hauptsächlich in den mikrofelsitischen Structurformen derselben, oder in den Gläsern dort, wo sie aufhören, Gläser zu sein.

Wenn man unter den günstigsten Bedingungen, also etwa in einem der bekannten Meissner Pechsteine oder in einem lithoiden Liparit die sogenannte mikrofelsitische Basis studirt, so findet man dieselbe ganz vorwiegend aus äusserst mikroskopisch kleinen Fasern oder Schuppen zusammengesetzt, die an und für sich eine erkennbare Einwirkung auf polarisirtes Licht nicht besitzen, die auch dann noch keine Doppelbrechung zeigen, wenn sie regellos verfilzte Massen bilden. Sie sind in diesem Zustande anscheinend ganz isotrop und haben ein Brechungsvermögen, welches sich nur wenig über dasjenige des Glases erhebt. Sowie aber diese Fasern und Schüppchen sich zu parallelen oder subparallelen, oder wozu sie offenbar die grösste Tendenz besitzen, zu radialen oder rosettenförmigen Aggregaten vereinigen, lassen sie eine, wenn auch schwache Doppelbrechung (sie ist schwächer als bei Orthoklas) wahrnehmen. Daraus folgt, dass die sogenannte mikrofelsitische Basis ihre Bezeichnung als Basis wohl mit Unrecht führt, da sowohl die Ausbildung einer bestimmten Form, wie das physikalische Verhalten gegen die Annahme eines amorphen Zustandes derselben spricht. Eine nachhaltige Beschäftigung mit diesen Gebilden überzeugt bis zum Ausschluss jedes Zweifels davon, dass dieser Mikrofelsit eine homogene stöchiometrisch-aufgebaute, krystalline Substanz ist, die wir von unbedeutenden mechanischen Beimengungen abgesehen rein in

gewissen Sphärolithen der sauren Ergussgesteine vor uns haben, während in anderen dieser Sphärolithe wohl Gemenge des Mikrofelsit mit Kieselsäure oder mit Feldspath zu sehen sein werden. Die chemische Untersuchung derartiger Sphärolithe lehrt aber, dass die als Mikrofelsit bezeichnete Substanz eine Verbindung von Alkalien, Thonerde und Kieselsäure in ähnlichen Proportionen ist, wie sie bei Orthoklas vorliegen. Nur der SiO_2-Gehalt ist ein höherer, als 6 Mal derjenige der Aequivalente von Thonerde und Alkalien, die sich ihrerseits unter einander wie 1 : 1 verhalten.

Die Häufigkeit und Mannichfaltigkeit der kugligen Gebilde in den Felsophyren verlangt eine eingehendere Schilderung; es ist jedoch vorauszuschicken, dass mikrosphärische Structurformen insoweit unabhängig sind von der makroskopischen Kugelbildung, als die erstere sehr oft makroskopisch gar nicht zur Erscheinung gelangt und die letztere nur in einzelnen Fällen direct identisch mit ersterer ist. Sehr viele der sogenannten Kugelporphyre oder Pyromeride sind nicht einfache, sondern recht complexe sphärische Gebilde.

Stelzner beobachtete wohl zuerst — die älteren Untersuchungen Delesse's über globulare Structurformen beziehen sich fast ausschliesslich auf complexe Gebilde — in porphyrischen Gesteinen von dem Flusse Tscharisch, von Korgon und von den Renewski'schen Gruben am Altaï eine Reihe verschiedenartiger kugliger Gebilde, welche zu den häufigst wiederkehrenden gehören. Wenn nun auch die betreffenden Gesteine nicht Porphyre in dem von uns adoptirten Sinne Gustav Rose's, sondern wegen ihres Gehaltes an Plagioklas nach der hier gebrauchten Nomenclatur Quarzporphyrite sind, so möge seiner schönen Entdeckung doch gleich hier gedacht werden. Abgesehen von den weniger wesentlichen Momenten einer mehr oder weniger regelmässig sphärischen Form, eines fremden Centrums in Form opaker oder anderer Körner, welches bald da ist, bald fehlt, einer bald schärferen, bald weniger prägnanten Abgrenzung nach aussen durch eine Umhüllung opaker Pünktchen, hebt Stelzner besonders hervor, dass in gewissen Fällen diese kugligen Gebilde, echte Sphärolithe, aus radialstrahligen Nadel-Aggregaten bestehen, welche zwischen gekreuzten Nicols ein bei Drehung des Präparates unbewegliches schwarzes Kreuz zeigen, in anderen Fällen dagegen sich im polarisirten Lichte als aus einzelnen Körnern ohne radiale Structur aufgebaut erkennen lassen. Andere Gesteine, zumal die von den Renewski'schen Gruben zeigen

radialstrahlige Gebilde von einer geringeren Regelmässigkeit der Ausbildung, welche nach der Beschreibung mir identisch zu sein scheinen mit den später von Michel-Lévy beschriebenen „étoilements" und den von mir als Pseudosphärolithe besprochenen Gebilden der Granophyre.

In demselben Jahre fand Cohen ganz analoge Verhältnisse bei den Porphyren des Odenwaldes; er weist auf die volle Unabhängigkeit der eigentlichen Sphärolithe mit radialstrahliger Anordnung und dadurch bedingtem Interferenzkreuz von einer äusserlich erkennbaren Kugelstructur hin und unterscheidet demnach strenge zwischen kugligen Porphyren und sphärolithischen. Die sphäroidischen Porphyre bestehen ganz oder theilweise aus concentrisch-schaligen und häufig gleichzeitig radialstrahligen Kugeln, welche kein Interferenzkreuz zeigen; sie können allerdings accessorisch echte Sphärolithe führen. In den echten Sphärolithen erblickt Cohen nach seinen damaligen Anschauungen radialstruirte Grundmasse, die Kugeln der sphäroidischen Porphyre dagegen bestehen aus regelmässig angeordneten individualisirten Bestandtheilen. Bei den Sphärolithen besteht das Centrum aus einer körnig entglasten Masse, die fasrige radiale Structur derselben ist wenig präcis, tritt erst durch interponirte Körnchen hervor und ihre Abgrenzung nach aussen ist verschwommen. Bei der kugligen Structur dagegen liegt oft ein Quarz- oder Feldspathkorn in der Mitte, fehlt aber auch wohl oder liegt excentrisch, die Structur der Kugeln ist schalig und nach aussen werden sie durch eine Lage dunkler Pünktchen abgeschlossen. — Ähnliche Erscheinungen beschreibt derselbe Forscher aus den Felsitporphyren der Lobombo-Berge im östlichen Süd-Afrika.

Weniger exact sind die Beschreibungen sphärolithischer Structurformen in porphyrischen Gesteinen von Arran, welche Allport 1872 in der oben citirten Arbeit gab.

Auch für die sphärischen Gebilde der Porphyre verdanken wir wieder Vogelsang eine Fülle der prächtigsten Beobachtungen und eine Classification, die wir uns mit wenigen Modificationen werden zu eigen machen können. Ausgehend von dem Gesichtspunkte, dass das Wort Sphärolith einen lediglich morphologischen Begriff bezeichne, ein kugliges Gebilde von zwar meistens, aber nicht immer radialstrahliger Structur, stellt Vogelsang fest, dass die letztere nicht streng zugleich den Begriff vollkommen entwickelter Krystallnadeln involvire. Alle Sphärolithe verdanken ihre Entstehung dem

allgemeinen Gesetze der radialen Anziehung oder kugligen Verdichtung. Die Globulite, als Primitivkörperchen der Krystalle sind natürlich keine Sphärolithe. Vogelsang meint nun aber, in der mikroskopischen Gesteinsdiagnose solle man den Begriff Globulit nicht so scharf fassen, sondern darunter alle diejenigen kleinen sphäroidischen Bestandtheile verstehen, welche durch ihre physikalischen Eigenschaften eine unvollkommene Individualisation andeuten und im Allgemeinen homogen erscheinen. Obgleich er zugiebt, dass der Unterschied von Sphärolithen mit radialer Structur und ohne eine solche sich vorwiegend geltend macht, so will er nicht darauf ausschliesslich die Classification begründen, sondern unterscheidet:

1) Cumulite; sie bestehen aus Globuliten, die zu einem rundlichen Aggregate zusammentreten, ohne dass Radialstructur entsteht; die Cumulite sind kuglig, brombeerförmig, auch ellipsoidisch oder flasrig, jedenfalls nicht physikalisch, oft auch nicht chemisch homogen. Ihr optisches Verhalten ist ein sehr verschiedenes.

2) Globosphärite entstehen, wenn Globulite sich radialstrahlig ordnen.

3) Belonosphärite sind radialstrahlige krystalline Aggregate, wie die Hornblende-Anorthit-Kugeln des Corsites.

4) Felsosphärite werden diejenigen Gebilde genannt, welche nicht mit Sicherheit einer oder der anderen Art zugewiesen werden können und aus irgendwie struirtem Felsite (nicht Mikrofelsit, sondern im Vogelsang'schen Sinne ein unvollkommen individualisirtes Silicat) bestehen; sie sind bald radialstrahlig, bald concentrisch schalig, bald ohne eine deutlich hervortretende Structur.

5) Granosphärite bilden sich durch den Zusammentritt krystalliner Körner zu kugligen Aggregaten.

Dieser Vogelsang'schen Eintheilung der sphärolithischen Gebilde möchte ich mich in so weit anschliessen, als ich die Bezeichnung Cumulite, Globosphärite und Granosphärite in demselben Sinne verwenden werde. Bei den Belonosphäriten unterscheide ich die aus mehreren deutlich unterscheidbaren Substanzen zusammengesetzten Gebilde als Pseudosphärolithe und bezeichne die in dieselbe Kategorie fallenden, aber homogenen Gebilde als Sphärokrystalle einer bestimmten Substanz, also Feldspath-Sphärokrystalle, Chlorit-Sphärokrystalle, Oligoklas-Sphärokrystalle u. s. f. Alle übrigen, mehr oder weniger deutlich radial, gelegentlich zugleich concentrisch-schalig gebauten, durch das Auftreten eines recht-

UNIVERSITY

winkligen Interferenzkreuzes zwischen gekreuzten Nicols charakterisirten sphärischen Gebilde, sollen als Felsosphärite oder Sphärolithe schlechthin unterschieden werden; eine weiter gehende Eintheilung dieser Sammelgruppen muss besser so lange unterbleiben, bis chemische Untersuchungen über dieselben in hinreichender Ausdehnung vorliegen. Diese Felsosphärite oder Sphärolithe schlechthin sind demnach eine Sammelgruppe, in welche z. Th. homogene Substanzen von noch nicht sicher erkanntem Charakter, wie etwa Mikrofelsit, z. Th. mechanische Gemenge dieser mit amorphen Substanzen hineinfallen. Die Entstehung und manche Einzelheit im Bau dieser Gebilde hat D. Gerhard sehr sinnreich in folgender Weise zu erklären versucht. Denkt man sich in einem der Erstarrung nahen Magma — und allenthalben sind diese Felsosphärite der letzte Krystallisationspunkt unmittelbar vor der glasigen Erstarrung — eine krystallisirbare Verbindung in Ausscheidung begriffen, so werden aus der unmittelbaren Umgebung der Krystallisationscentren die Moleküle nach diesen hineilen; eine vollständig parallele Anordnung ist durch den magmatischen Widerstand der erstarrenden Mutterlauge unmöglich gemacht. Durch die Festwerdung der dem Centrum zueilenden Moleküle wird um dieses ein substanzarmer Hof geschaffen; durch den Übergang der krystallisirbaren Moleküle in den starren Aggregatzustand wird Wärme frei und dadurch die Erstarrung der unmittelbaren Umgebung soweit verzögert, dass aus etwas weiterer Entfernung wieder krystallisirbare Moleküle herzueilen können u. s. f.

Michel-Lévy, der in mehreren seiner Arbeiten (man vergleiche ausser den oben genannten die Studie über die Variolite und einen Artikel Sur la nature des sphérolithes faisant partie intégrale des roches éruptives, C. R. 1882. XCIV. 464) den Sphärolithen seine Aufmerksamkeit zuwandte, unterscheidet sphérolithes feldspathiques (also Sphärokrystalle von Feldspath, wobei er die Gebilde in den Varioliten, nicht solche in Quarzporphyren im Auge hat), sphérolithes pétrosiliceux à croix noire (unsere Sphärolithe schlechthin oder Felsosphärite) und später zu besprechende sphérolithes pétrosiliceux à quartz globulaire. Nach seinen Beobachtungen zeigen die sehr kleinen, regelmässig gebauten, äusserst fein fasrigen Sphärolithe der tertiären Perlite und Liparite, der dyadischen Pechsteine und Felsophyre negativen Charakter der Fasern und grosse Homogeneität; sie verhalten sich wie gepresste Glaskugeln und werden daher wesentlich für colloide oder glasige Substanzen ge-

halten, deren Birefringenz eine Spannungserscheinung wäre; er nennt sie an einer andern Stelle imprägnirt mit colloidalem Opal. Die grösseren, gröber fasrigen, oft auch mit concentrischen Wachsthumsringen versehenen Sphärolithe zeigten positiven Charakter der Doppelbrechung in den Fasern und wurden daher für Quarzsphärokrystalle gehalten. Der letzteren Annahme widersprechen entschieden die Analysen dieser Sphärolithe, die von den verschiedensten Seiten ausgeführt wurden. Der Unterschied im Charakter der Doppelbrechung ist thatsächlich vorhanden, wenn er sich auch nicht scharf in den angegebenen Grenzen hält. So fand ich die Fasern der Sphärolithe positiv in den Quarzporphyren von Wegscheid, vom Rauhfels, Lüspelkopf und Heisser Stein bei Gebweiler, vom Brandleite-Tunnel und Schreckkopf in Thüringen, in den Pechsteinen der Meissener Gegend (die Sphärolithe sind sehr klein und sehr homogen), im Pechstein von Fréjus, Var, in den Quarzporphyren von Wrekin in Wales, vom Leichtersberg im Odenwald. — Negativ sind sie in den Felsophyren vom Äpfelskopf im Odenwald, Braunsdorf bei Tharand in Sachsen, Scharzfeld am Harz, Morcote bei Lugano, Brickdir bei Bangor, Chatham bei Quebec. — Im Felsophyr des Wendenkopfes im Odenwald sind die grossen Sphärolithe positiv, die kleinen negativ, ähnliches zeigen andere Porphyre. — Sphärolithe, deren Fasern theils positiv, theils negativ waren, führten die Felsophyre von Shilmoor und Corrieghills auf Arran, und von Grillenburg in Sachsen; das Gefüge dieser Sphärolithe ist ein so inniges, dass sie sich nicht als mechanisches Gemenge, als Pseudosphärolithe nachweisen liessen. — Welche chemische Verschiedenheiten mit diesem wechselnden optischen Charakter verbunden sind, ist bis dahin nicht bekannt. Die bis heute vorliegenden Untersuchungen sprechen dafür, dass in den positiven Sphärolithen die Sphärokrystalle des Mikrofelsits zu sehen sind.

Eine andere Form sphärischer Gebilde bei den Felsophyren, die sehr verbreitet ist, besteht darin, dass um die Quarzeinsprenglinge ein in verschiedenen Gesteinen verschieden, in demselben Gestein dagegen allenthalben ziemlich gleich breiter, etwas trüber Mantel vorhanden ist (quartz auréolé der französischen Petrographen), welcher zugleich mit dem Quarzkrystall hell und dunkel wird. Diese Höfe bestehen nach Untersuchungen von Williams wesentlich aus Quarz, dem in geringer Menge, die Trübung bedingend, Feldspath oder vielleicht Mikrofelsit beigemengt ist. Man kann den Feldspath dieser Höfe mit Flusssäure wegätzen und sie

ladurch klarer machen. Die Beimengungen von Feldspath (oder Mikrofelsit?) sind im Allgemeinen radial geordnet und bedingen ladurch eine sphärolithartige Structur in der Quarzaureole, welche sogar, wohl bei reichlicherem Gehalt an Feldspath bis zur Hervorbringung von schwachen und undeutlichen Interferenzkreuzen sich steigern kann. Diese Gebilde treten anscheinend auch selbständig in der Grundmasse auf und löschen dann natürlich, wie ein Quarzkrystall bei einer Drehung zwischen gekreuzten Nicols, viermal das Licht aus. Es sind die sphérolithes pétrosiliceux à quartz globulaire Michel-Lévy's. Wo die Quarzeinsprenglinge so dicht aneinander liegen, dass sich ihre Aureolen berühren, ist natürlich diejenige eines jeden Quarzkrystalls durch diesen optisch orientirt. Hat dann der Schnitt die Quarzkrystalle nicht mitgetroffen, so hat man die Erscheinung einer rundlichen Quarzmasse (quartz globulaire), die nach mehreren Sectoren verschieden auslöscht.

Die schon für das blosse Auge erkennbaren, oft über Faustgrösse erreichenden Kugeln der Pyromeride und Kugelporphyre sind verhältnissmässig selten einem der einfachen, hier besprochenen Typen zuzuweisen, so bei einigen Vorkommnissen der Gegend von Fréjus, der Insel Arran und besonders auch der Umgebung von Friedrichsroda in Thüringen. Die letzteren beschrieb E. Weiss, welcher die wesentliche Identität dieser Kugeln und der Sphärolithe richtig erkannte, auch den Aufbau mancher derselben aus Quarz und Feldspath, sowie die mechanische Einhüllung älterer Quarz- und Feldspatheinsprenglinge in dem wachsenden Sphärolith richtig darstellte. Er weist darauf hin, dass man massive und hohle Sphärolithe unterscheiden könne, was auch Delesse in seinem bekannten Werke über die kugligen Gebilde der Gesteine bereits gethan hatte, und erklärt die hohlen Sphärolithe dadurch, dass sie um eine Gasblase angeschossen seien, wie andere sich an einen Krystall ansetzen. Das häufige Auftreten solcher hohler Sphärolithe von geringen Dimensionen kann dem Gestein eine anscheinend mandelsteinartige Structur verleihen, wobei jedoch die scheinbaren Mandeln in Wirklichkeit sehr dünnwandige hohle Sphärolithe sind. Auch die Verwandtschaft dieser hohlen Sphärolithe mit Lithophysen (gekammerten Sphärolithen) entging ihm nicht. — Als Typen der complexen kugligen Gebilde in Quarzporphyren können die bekannten Vorkommnisse vom Rauhfels im Tiefenbacher Thal bei Wuenheim im Oberelsass und der corsicanische Kugelporphyr dienen. Bei beiden Gesteinen bestehen die erbsen- bis faustgrossen

Kugeln schon für das blosse Auge oder die Loupe aus radial geordneten, sphärolithischen Gebilden von meistens eiförmiger Gestalt (Axiolithe ZIRKEL's), deren lange Axe im Radius der grossen Kugel liegt, und wechselnden Mengen eines Kittes. Sowohl die sphärischen Gebilde (Felsosphärite, Granosphärite, Pseudosphärolithe), wie der Kitt (kryptokyrstalline Aggregate, Mikrofelsit, Quarz u. s. w.) zeigen eine solche Mannichfaltigkeit der Ausbildung, dass von einer Beschreibung derselben abgesehen werden muss. Die Erscheinungen compliciren sich hier oft noch durch eine ausgesprochen perlitische Absonderung und durch Neubildungen auf den perlitischen Sprüngen, die bald Quarz, bald Chalcedon, bald ein sehr feinblättriger heller Glimmer (Sericit) sind. Bei dem Wuenheimer Gestein gesellen sich überdiess anscheinend dynamometamorphe Phänomene hinzu, die auch in einer reichlichen Sericitbildung innerhalb der Grundmasse ihren Ausdruck finden. — Ob der verhältnissmässig lockere Verband dieser Kugeln mit der Gesteinsmasse, der besonders bei den umfangreicheren Kugeln ein leichtes Herausfallen bedingt, vielleicht ein Schrumpfungsphänomen oder erst die Folge von Verwitterungsprocessen sei, ist schwer zu entscheiden. Die dunklen, aus Metalloxyden (Limonit, Magnetit, Eisenglanz, Pyrolusit) bestehenden Häute solcher losen Kugeln möchte ich für secundär halten.

Die bei den Felsophysen ausserordentlich verbreitete Fluidalstructur ist die Folge von und der Ausdruck für die fliessende Bewegung des in Erstarrung begriffenen Gesteins. In welcher Weise dieselbe ordnend und zerbrechend auf die bereits vorhandenen Einsprenglinge wirkte, wurde bereits angegeben. Innerhalb der Grundmasse kommt diese Fluidalstructur auf sehr mannichfache Weise zur Erscheinung. Bald zieht sich dieselbe in Form flach gewundener Bänder um die Einsprenglinge, bald ordnen sich die krystallitischen Ausscheidungen innerhalb der Grundmasse in parallele Reihen oder sie gruppiren sich zu abwechselnd dichter gedrängten und dünner gesäeten Streifen, bald scheinen in kaum merklichen Farbenschattirungen nur wechselnde Dichtigkeiten im Gestein sich auszuprägen, bald alterniren mehr kryptokrystallin entwickelte mit mehr mikrofelsitischen Striemen. Gegenüber einer später zu besprechenden Gruppe von Erscheinungen ist es hervorzuheben, dass erfahrungsmässig die durch Fluctuation des Magmas bedingten Spannungen und Zerrungen nicht ausreichen, um in den Einsprenglingen etwa randliche oder gar vollständige Kataklase,

oder auch nur optische Deformationen (undulöse Auslöschungen) hervorzubringen. Ein weiteres Distinctiv der Fluidalstructur gegenüber anderen (mechanischen) Parallelstructuren ist die Häufigkeit von Stauungen, Biegungen und Knickungen der Fluidalstreifen, welche in der Zähflüssigkeit eines sauren Eruptivmagmas und in dessen inneren Stauchungen ihre Begründung finden.

Mandelsteinstructur ist nicht so allgemein verbreitet, wie man bei einem Ergussgestein annehmen möchte: sie scheint überhaupt mit Vorliebe bei basischeren Gesteinsmagmen zur Ausbildung zu gelangen. Cohen beschreibt Porphyr-Mandelsteine vom Caba Szamboko im östlichen Südafrika, deren Mandeln in einigen Varietäten mit Achat, in anderen mit oft radialstruirtem Delessit ausgefüllt sind. — v. Lasaulx fand, dass im Quarzporphyr von Rathen bei Wünschelburg in Schlesien die Mandeln zum Theil von Calcit, zum Theil von einem Gemenge von Granat und Calcit erfüllt waren, dabei erwies sich der Calcit zum Theil pseudomorph nach Granat. Diese Granatfüllung ist sehr auffallend. Neben Kieselsäuremineralien pflegt besonders Eisenglanz häufig aufzutreten. — Eine feindrusige Structur, wie sie die nahe verwandten Liparite so häufig besitzen, kommt auch bei Quarzporphyren öfters vor. Kalkowsky beobachtete sie an manchen sächsischen Porphyren und konnte sie auch durch eine Imbibition mit Fuchsinlösung nachweisen.

Die perlitische Absonderung findet sich bei manchen Felsophyren (Wrekin und anderen Orten in Wales, Arran) in so ausgeprägter Weise, dass die Gesteine von englischen Autoren geradezu Perlite genannt werden.

Die Felsophyre bilden die Hauptmasse der Quarzporphyre; sie treten ebensowohl in Gängen und Kuppen, wie in Decken auf. Von den in weiteren Kreisen bekannten Gesteinen seien die Porphyre aus dem Übergangsgebirge von Seewen und Wegscheid im Dolleren-Thale, diejenigen aus dem Rothliegenden ven Gebweiler Felselen, Lüspelkopf) und des unteren Breuschthales im Elsass, die schwarzwälder Porphyre des Münsterthales und der Umgebung von Friberg und Baden-Baden, die von Cohen eingehend bearbeiteten Vorkommnisse des südlichen Odenwalds zwischen Heidelberg und Weinheim und die von Chelius beschriebenen Kuppen zwischen Klein-Umbstadt und Wiebelsbach-Heubach im nördlichen Odenwald genannt. Aus dem Nahegebiet gehört hierher ein Quarzporphyr vom Leichberge bei Guidesweiler unfern St. Wendel. Reich an phärolithischen Gebilden sind die Harzer Porphyre aus der Gegend

von Herzberg, Scharzfeld und Lauterberg (Grosses Lutterthal Lonauer Hammerhütte, Ravenskopf). Sehr verbreitet sind die Felsophyre in dem Carbon und der Dyas Sachsens (Grillenburg Kohren, Mohorn, Dobritz, Hänichen, Wenkau, Reichersdorf, Augustusburg) und Thüringens (Ehrenberg, Untersberg, Herges, Inselberg, Schmalkalden, Brandleite, Tambach). — Auch unter den carbonischen Quarzporphyren der Gegend von Halle a. S. und in der gewaltigen Decke des südlichen Tyrol sind Felsophyre zahlreich entwickelt. — Felsophyre von hohem geologischen Alter (cambrisch) beschrieben englische Petrographen aus dem Fürstenthum Wales zum Theil unter dem Namen Rhyolithe.

Die Kenntniss der französischen Quarzporphyre ist uns besonders durch die Untersuchungen von Michel-Lévy erschlossen. Ausgehend von der Anschauung, dass die Structur der Gesteine wesentlich eine Function ihres geologischen Alters sei, gruppirt er die porphyrischen Gesteine in porphyres anthracifères, porphyres houillers, porphyres permiens und porphyres triasiques. Bei dieser Eintheilung ist auf die jederzeit und gewiss mit Recht in Deutschland betonte mineralogische Zusammensetzung wenig Rücksicht genommen, denn in diese Abtheilungen werden auch schwarze Porphyre, die unseren Porphyriten im Sinne von G. Rose und Melaphyren entsprechen würden, subsumirt. Was aus den porphyres anthracifères (also einer geologischen Kategorie), deren Alter von Gruner in der Loire als unmittelbar vorcarbonisch bestimmt wurde, zum Quarzporphyr in unserem Sinne gehört, sind die Mikrogranulite und Mikropegmatite, d. h. in unserem Sinne Mikrogranite und Granophyre. In den Kohleporphyren begegnen wir als Repräsentanten eigentlicher Quarzporphyre theils granophyrischen, theils felsophyrischen Structurformen, zumal solchen, welche sich durch Reichthum an sphärolithischen Gebilden auszeichnen. Eine entschiedene Herrschaft erreichen die Felsophyre in der Abtheilung der permischen Porphyre; es wären wesentlich weissliche Quarzporphyre, die eurites quartzifères genannt werden, und sich durch eine erdige Grundmasse charakterisiren. Unter den älteren Ausscheidungen wird neben Quarz, Orthoklas und Plagioklas auch Cordierit (Pinit) genannt; ihre theils als magma cristallisé, theils als amorphe Paste ausgebildete Grundmasse zeigt Fluidalphänomene. Eine amorphe Basis fehlt nie, auch sphärolithische Gebilde treten auf und Chalcedon erscheint in Schnüren, Adern und sphärischen Aggregaten. Die letzte Gruppe der triadischen Porphyre umfasst alle diejenigen

Quarzporphyre, welche unmittelbar unter dem grès bigarré liegen, sowie die mit ihnen verknüpften Pyromeride und Pechsteine. Sie zeigen alle Erscheinungen der permischen Porphyre in höchster Entwicklung und haben oft eine nicht nur amorphe, sondern echt glasige Grundmasse. Die Beispiele der verschiedenen Typen sind wesentlich dem Dép. du Var und dem Morvan entnommen. — Um verständlich zu machen, was Michel-Lévy unter amorpher und glasiger Grundmasse versteht, muss bemerkt werden, dass er alle nicht deutlich holokrystallinen Gesteins-Grundmassen unterscheidet in: 1) pâte entièrement amorphe mit bald fluidaler, bald perlitischer Structur (letztere wird also als eine Structur, nicht als ein Absonderungsphänomen aufgefasst) und 2) magma sémicristallin. Dieses hat entweder eine krystallitische Structur, d. h. es ist wie die pâte entièrement amorphe eine Glasbasis, aber mit reichlichen krystallitischen Ausscheidungen, oder die Structur des magma sémicristallin ist mikrolithisch und dasselbe ist ein Glas mit zahlreichen Mikrolithen oder endlich die Ausbildung des magma sémicristallin ist sphärolithisch, mit Petrosilex und von Kieselsäure imprägnirten Kügelchen in der pâte amorphe. Unter Petrosilex hat man sich dabei ein kryptokrystallines Aggregat zu denken, dessen chemische Zusammensetzung auf ein Gemenge von Alkalifeldspath und freiem Quarz hinweist. Die letzte Ausbildungsform des magma sémicristallin würde also im Wesentlichen einer aus Mikrofelsit und kryptokrystallinen Aggregaten gemengten felsophyrischen Grundmasse entsprechen. — In ihrem schönen Werke Minéralogie micrographique haben Fouqué und Michel-Lévy ein System der Eruptivgesteine auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Structur, sowie ihres Alters aufgestellt. In diesem entsprechen die porphyres à quartz globulaire und die porphyres pétrosiliceux im Allgemeinen unseren Felsophyren.

Als Vitrophyre sind hier alle diejenigen Quarzporphyre zusammengefasst, deren Grundmasse wesentlich eine reine Glasbasis mit oder ohne Entglasungsproducte und mikrolithische Ausscheidungen darstellt. Dieselben haben meistens dunkle, selten rothbraune oder grünliche Farben, ihre Grundmassen besitzen fettigen Glanz und zeichnen sich durch hohen Wassergehalt aus. Die Menge der Einsprenglinge schwankt sehr; so lange diese für das Auge deutlich erkennbar und in nicht zu geringer Menge vorhanden sind, heissen sie Pechsteinporphyre. Wo die Einsprenglinge bei makroskopischer Betrachtung fehlten, nannte man die Gesteine

Pechsteine. Mikroskopisch fehlen die älteren Ausscheidungen kaum je. Pechsteine und Pechsteinporphyre verhalten sich demnach analog wie Felsitfels und Quarzporphyr. Hier sind beide, durch keine wesentliche Eigenschaft unterschiedene Gruppen zusammengefasst. Die Vorkommnisse dieser vitrophyren Gesteine sind nicht eben zahlreich; man kennt gang- und deckenförmige Repräsentanten in der Quarzporphyrformation Sachsens, des südöstlichen Tyrols, von Lugano, vom Dép. du Var und von der Insel Arran.

Den tiefsteingreifenden Unterschied der typischen Vitrophyre gegenüber allen anderen Porphyren kann man dahin formuliren, dass ihnen die Mineralbildungen zweiter Generation mehr oder weniger vollständig fehlen, und dass bei vielen derselben auch die erste Generation nur in mässiger bis geringer Entwicklung auftritt. Das erstbetonte Moment lässt auf sehr rasche Abkühlung nach der Eruption schliessen, eine Annahme, zu welcher auch der hohe und sicher primäre Wassergehalt der Glasbasis hindrängt. Sehr wahrscheinlich stehen damit in Zusammenhang gewisse Eigenthümlichkeiten in der Natur der Einsprenglinge. Darunter mögen hervorgehoben werden das gelegentliche Auftreten des Olivins (Auer und Castelrutt im Botzener Porphyr, Lugano-Gebiet, Planitz), eines sehr auffallenden Gastes in so sauren Gesteinen; — die entschiedene Herrschaft eines lebhaft grün gefärbten Augits unter den eisenhaltigen Einsprenglingen; er allein findet sich in allen Vitrophyren, während Hornblende (stets tiefbraun) und Biotit weit seltener und jedenfalls nicht constant vorhanden sind; — die weite, wenn auch nicht allgemeine Verbreitung des Bronzits (Auer an der Etsch, Arran, Queckhain in Sachsen); — endlich der oft auffallend basische Charakter der Plagioklaseinsprenglinge (Südtyrol, Lugano) und die grössere Häufigkeit von Glaseinschüssen in allen Einsprenglingen. Man möchte vermuthen, dass dieser Bestand an Einsprenglingen bei normaler Entwicklung des Gesteins mit dem Entweichen des Wassers während der Krystallisation der Grundmasse durch magmatische Resorption und Neubildung anderer Mineralien sich wesentlich geändert haben würde.

Die Grundmasse der Vitrophyre ist allenthalben im Wesentlichen eine glasige Basis; jedoch zeigte sich in fast allen bekannten Vorkommnissen diese Glasbasis mehr oder weniger durchwoben mit Mikrofelsit, der nach der ganzen Art seines Verbandes mit der Glasbasis nur als eine der Effusionsperiode des Gesteins angehörige primäre Bildung angesehen werden kann. Ausserdem begegnet man

nicht allzuselten kryptokrystallinen Aggregaten, von denen es schwer zu entscheiden ist, ob ihre Entstehung der Ergussperiode oder der metasomatischen Periode der Gesteinsgeschichte zugeschrieben werden muss. Die Einzelheiten im Aufbau dieser Grundmasse sind so mannichfach, dass sich nicht wohl ein allgemein zutreffendes Bild entwerfen lässt. Die Wichtigkeit des Gegenstandes für die Entwicklung eruptiver Gesteinsmagmen möge eine gewisse Breite in der Schilderung der Verhältnisse entschuldigen.

Am einfachsten liegen die Dinge bei den bekannten Pechsteinen aus der Umgebung von Meissen. Sie bestehen, von den Einsprenglingen abgesehen, aus einem farblosen Glase, in welchem in verhältnissmässig spärlicher Menge kleine schwarze Körnchen, bald einzeln, bald reihenförmig zu Margariten geordnet, ferner Longulite und Trichite liegen; sehr selten sind kurznadelförmige hellgrüne Mikrolithe von Augit (?) und rhombische Täfelchen von Feldspath. Vorwiegend durch concentrische Arabesken eines gelblichen Mikrofelsits, seltener durch perlitische Absonderung erscheint das ganze Gestein in mehr weniger regelmässige Glaskugeln gesondert, die sich allenthalben berühren. Diese mikrofelsitischen Schnüre und Arabesken bestehen zum grössten Theile aus unendlich zierlichen gelben Cumuliten, die sich zu brombeerartigen, moosförmigen und anderen mannichfachen Haufwerken zusammendrängen. Ohne jegliche Einwirkung auf das polarisirte Licht sind diese mikrofelsitischen Massen in sehr wechselndem Verhältniss untermengt mit kryptokrystallinen Aggregaten und mit oft sehr regelmässig gebauten Sphärolithen von positivem Charakter. Dieselben sind in den Pechsteinen von Schletta gern axiolithisch verzerrt, in denen von Garsebach dagegen drehrund. Ganz dieselben mikrofelsitischen und kryptokrystallinen Aggregate, welche die rundlich geschweiften Arabesken bilden, liegen auch wohl hie und da isolirt in den rundlichen Glaspartien und bewirken dann in dem sie umgebenden farblosen Glase die bekannte schwache Doppelbrechung, welche sich bei gekreuzten Nicols durch ein mattes dunkles Kreuz und vier dazwischenliegende bläuliche Quadranten manifestirt. Diese höchst zierliche Erscheinung beobachtete ich in mehreren Meissener Vorkommnissen, sowohl um mikrofelsitische Cumulite, wie um eigentliche Sphärolithe.

Von den mikrofelsitischen und kryptokrystallinen Aggregaten, welche als annähernd concentrische Arabeskensysteme in dem farblosen Glase der Meissener Pechsteine erscheinen, sind die perliti-

schen Sprünge, auf denen nicht selten polarisirende Infiltrationsproducte abgelagert sind und von denen aus eine Zersetzung der Pechsteinmasse mit Bildung kryptokrystalliner Aggregate stattgefunden hat, oft schwer zu trennen. Daraus erklärt es sich, dass von manchen Forschern auch die echten Mikrofelsitarabesken für secundäre Umwandlungsproducte gehalten wurden; — eine Annahme, die ich ebenfalls lange getheilt habe, die aber dadurch widerlegt wird, dass in zahllosen Fällen keinerlei Connex zwischen den perlitischen Capillarspalten und den geschweiften Mikrofelsitsträngen besteht.

Als Repräsentanten eines andern Typus der sächsischen Vitrophyre kann man die Vorkommnisse von Planitz und Chemnitz ansehen. Das Charakteristische derselben liegt, abgesehen von dem grösseren Reichthum an Einsprenglingen darin, dass die Grundmasse aus einem eigenthümlichen Gewebe von farblosem, krystalliteureichem Glase mit einem meistens graubraunen bis braunen Mikrofelsit besteht. Der Reichthum der farblosen Glasbasis an opaken schwarzen, oder braunen Globuliten und Cumuliten, oft auch an kurzen Trichiten, denen seitlich gern Cumulite angeschmiegt sind, ist ein so grosser, dass sie bei schwachen Vergrösserungen beinahe undurchsichtig erscheint. Dem Mikrofelsit fehlen diese krystallitischen Gebilde vollständig und eben dadurch ist er bräunlich; hingegen ist derselbe oft mit kryptokrystallinen Aggregaten, selten mit spärlichen farblosen Mikrolithen (Chemnitz) durchspickt. Die Mikrofelsitpartien, deren Menge gegenüber der Glasbasis sehr wechselt, sind bald rundlich, bald eiförmig gestreckt, bald strangartig ausgezogen. Im letzteren Falle bedingt der Wechsel von mikrofelsitischen und glasigen Strähnen eine ausgesprochene Fluidalstructur. Wo diese Mikrofelsitmassen hinreichend gross werden, erkennt man sie bald als matte Flecke auf der fettglänzenden Grundmasse schon mit blossem Auge, oder sie sind auch wohl bei grösseren Dimensionen in Kugelgestalt wie fremdartig dem Gestein eingebettet und lösen sich leicht aus demselben heraus. Man kann sie dann wohl bei makroskopischer Betrachtung mit Sphärolithen oder fremden Einschlüssen verwechseln. Perlitische Sprünge sind gern mit Quarz, mit Chalcedon, seltener mit feinschuppigem Kaliglimmer oder mit grünlichem Chlorit erfüllt. — Einem oder dem andern der beiden beschriebenen Typen schliessen sich die Vorkommnisse von Spechtshausen bei Tharand, Eberbach bei Colditz, Buchheim, Korpitzsch, Obermühlbach u. a. an. — Interessant und

genetisch wichtig sind die gleichmässig von Gutbier und Dalmer constatirten Übergänge des deckenförmigen Vitrophyr von Neudörfel, Sect. Planitz-Ebersbrunn, in normalem Quarzporphyr: dieselben werden vermittelt durch einen glasreichen Hornsteinporphyr. — Durch grossen Reichthum an Einschlüssen der durchbrochenen Gesteine (Gneisse und Schiefer) zeichnen sich die gangförmigen Vitrophyre von Mohorn (die Grundmasse ist fast reines braunes Glas), W. von Spechtshausen und von Mühlbach aus. Um die Schieferbrocken im letztgenannten Gestein haben sich, ebenso wie in den Klüften desselben nach Rothpletz Sericit-, seltener Chloritblättchen angesetzt.

Die bisher nur gangförmig aus der Quarzporphyrdecke des südlichen Tyrol bekannten Vitrophyre vom Höhlenthal bei Auer an der Etsch, von Tisens bei Castelrutt im Eisackgebiet und aus der Gegend von San Lugano auf der Passhöhe von Neumarkt und Cavalese im Fleimserthal, welche von Cathrein, Gümbel und Lepsius beschrieben worden sind, ähneln in hohem Grade den von Harada untersuchten gangförmigen Vitrophyren aus der Gegend zwischen dem Luganer See und dem Lago maggiore (Valgana, Mesenzana, Grantola, Monte Nave). Sie sind alle, wie der zweite der aus Sachsen beschriebenen Typen, einsprenglingsreich; die relativen Mengen von orthotomem und klinotomem Feldspath schwanken nicht unbeträchtlich, so dass anscheinend Übergänge in Vitrophyrite stattfinden; — auch bei ihnen zeigt sich allenthalben, soweit mir die Gesteine bekannt wurden, in der Grundmasse ein abrupter Wechsel und eine innige Verwebung von krystallitenreichem und oft mit Gaseinschlüssen durchsetztem, farblosem Glase und einem bald grau, bald bräunlich gefärbten Mikrofelsit, dem Gaseinschlüsse und krystallitische Gebilde meistens vollständig fehlen. Cathrein nennt die Basis des Vitrophyr von San Lugano vollkommen glasig und auch Gümbel spricht nur von verschieden gefärbtem Glase in der Grundmasse dieser Gesteine. Für die Auffassung des Mikrofelsits in der Grundmasse derselben und für seine Bildungsperiode ist es wichtig zu constatiren, dass die Einsprenglinge reichlich Einschlüsse der Glasbasis, niemals solche des Mikrofelsits enthalten, so weit ich die Gesteine prüfen konnte. Die relativen Mengen von Glas und Mikrofelsit in den Grundmassen sind sehr verschieden, selbst bei Stücken eines und desselben Vorkommens. So besteht die fettglänzende schwarze Grundmasse der Vitrophyre vom Luganer See sehr vorwiegend aus einer farblosen Glasbasis mit unzähligen opaken

Globuliten und Körnchen, Margariten, Longuliten mit gekerbten und glatten Rändern, und Trichiten von undurchsichtig schwarzer und durchsichtig brauner Farbe, von denen bald diese, bald jene vorherrschen. Eine überaus prägnante Fluidalstructur wird theils durch das Verhalten des strähnigen Glases gegen die Einsprenglinge, theils durch den Wechsel krystallitenreicher Striemen mit krystallitenarmen bedingt. Dann aber trägt zur Ausbildung der Fluidalstructur ganz besonders die Gegenwart des Mikrofelsits bei. Derselbe bildet eckige, rundliche und flasrige Partien, an denen die Glasströhne mit ihren Krystallitenströmen bald ganz abrupt absetzen, während sie sich an anderen Stellen deutlich um sie herumwinden, um sich auf der anderen Seite wieder zu verbinden. Ja um den Eindruck der gleichzeitigen Entstehung des krystallitenreichen farblosen Glases und des krystallitenfreien, aber oft cumulithaltigen braunen Mikrofelsits noch überzeugender zu machen, findet sich auch wenngleich spärlicher das Verhältniss, dass Mikrofelsitstränge sich fluidal um Flasern der Glasbasis herumwinden. Sowohl die Glasbasis, wie der Mikrofelsit und die Einsprenglinge werden nicht selten von mikroskopischen Trümern durchsetzt, deren Ausfüllungsmasse fasriger Chalcedon zu sein scheint.

Bei Auer kommen sehr glasreiche (das Glas wimmelt von Dampfporen) und mikrofelsitarme, von den Gesteinen des Luganer Sees nicht zu unterscheidende Ausbildungsformen neben solchen, die man mit besserem Rechte zu den Felsophyren stellen möchte, vor. Immerhin beweisen die von Gümbel mitgetheilten Analysen des farbigen Mikrofelsits aus dem mikrofelsitreichen Vitrophyr von Castelrutt durch ihren beträchtlichen Wassergehalt, dass dieser Mikrofelsit sehr bedeutende Mengen von glasiger Basis in unsichtbar feiner Vertheilung enthalten muss. — Durch diesen abrupten Wechsel von glasigen und mikrofelsitischen Theilen der Grundmasse gewinnen die Luganer und Tyroler Vitrophyre oft in hohem Grade den Anschein einer breccienartigen, oder wie man sie nach Analogie der bei manchen Phonolithen herrschenden Verhältnisse besser nennen könnte, eutaxitischen Structur. Unter den sächsischen Vorkommnissen tritt dieselbe in prägnantester Weise bei dem Spechtshausener Pechsteinporphyr hervor. Derselbe zeigt den gleichen Wechsel einer wasserhellen, mit zahlreichen Trichiten, seltener Longuliten und Cumuliten erfüllten Glasbasis, deren Entglasungsproducte auch da nicht fehlen, wo sie in mikroskopisch kleinen Flasern ausgebildet erscheint, mit solchen eines in verschiedener

Nüancen braunen Mikrofelsits und trüben, unter dem Mikroskop braun umrandeten Stellen kryptokrystalliner Grundmasse. Sehr selten erscheinen auch Fetzen einer lederbraunen Glasbasis, die stets vereinzelte Mikrolithe führt. Die mehr gelbbraunen Mikrofelsitstellen sind schuppig struirt, die graubraunen verdanken ihre Farbe einer globulitischen Körnung. Den Fetzen einer kryptokrystallinen Grundmasse ist stets etwas gekörnelter Mikrofelsit beigemengt. Von einer allmähligen Herausbildung des einen dieser Dinge aus dem anderen kann angesichts der Präparate wohl kaum die Rede sein; sie repräsentiren verschiedene primäre Entwicklungsstadien eines und desselben Magmas, und lassen mit Wahrscheinlichkeit auf eine sehr complicirte Vertheilung der Temperatur und sehr ungleichmässige Abkühlung bei der Gesteinsverfestigung schliessen. Der Quarz dieses letztgenannten Gesteins, welcher in einzelnen Individuen und in flasrigen Aggregaten auftritt, ist auffallend reich an Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen.

Eine ausserordentliche Mannichfaltigkeit zeigen die berühmten Pechsteinvorkommnisse von Arran. Bald reich an grösseren Einsprenglingen, bald nahezu ganz frei von solchen, in manchen Stücken mit schönster Glasbasis, in anderen fast vollkommen zu einem kryptokrystallinen Aggregate entwickelt, hier voll von den zierlichsten Mikrolithen, dort fast ohne eine Spur von solchen, bieten sie jeder neuen Untersuchung ein überaus dankbares Material dar. So weit ich diese schönen Gesteine kenne, fehlt allen Varietäten derselben die perlitische Absonderung.

Am weitesten in den Sammlungen verbreitet scheint die oft beschriebene Modification zu sein, bei welcher in einem im Dünnschliff nahezu farblosen bis mattgrünlichen Glase neben den Einsprenglingen von Sanidin, Plagioklas und Quarz, sowie etwas Magnetit und etwas Hornblende, die zierlichsten Mikrolithe und Krytällchen von Augit eingewachsen sind. Die Augite bilden langnadelförmige, an dem einen Ende scheinbar abgebrochene, nach dem anderen Ende sich allmählig verjüngende, auch wohl dichotome Krystalle, an die sich einseitig oder beiderseitig (d. h. im Durchschnitt, also in corpore wohl z. Th. rundum) die niedlichsten und vielgestaltigsten Augitmikrolithe ansetzen, die auch gleichzeitig selbständig in der Glasbasis auftreten und bald einzeln, bald zu dichten Wolken zusammengedrängt dieselbe bei schwachen Vergrösserungen durch und durch gekörnelt und getrübt erscheinen lassen. Bald liegt jeder Augitmikrolith einzeln, bald ordnen sie

sich zu sternförmigen, kneuelförmigen, farrenkrautartigen Aggregaten; man trifft eine solche Fülle von Formen, dass sie der Beschreibung spottet. Ich verweise für die wichtigsten Abarten derselben auf die oben citirten Arbeiten von Allport, Bonney, Vogelsang und Zirkel mit ihren Abbildungen. Um diese Mikrolithe und Mikrolithenschwärme herum beobachtet man meistens eine sehr deutliche Zone der Entfärbung im Glase, welche der Concentration des Eisengehaltes in dem Pyroxen zugeschrieben werden muss.

Manche Handstücke mit der Bezeichnung Corriegils scheinen bei schwachen Vergrösserungen aus einer homogenen graugrünen nicht glasigen Grundmasse zu bestehen. Bei starken Vergrösserungen erkennt man erst, dass dieselbe ebenfalls ein farbloses, aber allerdings mit so winzigen Augitmikrolithen durchspicktes Glas ist, dass dieselben nicht mehr optisch wirksam scheinen. Derartige Vorkommnisse lassen keinen Zweifel daran, dass auch der Mikrofelsit trotz seiner anscheinenden Isotropie bei unregelmässiger Anordnung dennoch eine krystalline Stubstanz ist. Mikrofelsitische Entwicklung der Basis und kryptokrystalline Aggregate sind äusserst selten in den Arraner Pechsteinen. Es treten jedoch farblose und braune Sphärolithe in spärlicher Vertheilung auf.

Die besprochenen Vorkommnisse von Arran haben im Handstück eine grüne Farbe; eine zweite fast schwarze Varietät wurde mir durch die Zuvorkommenheit des Herrn Stelzner bekannt. Dieselbe stellt meistens eine rein glasige und farblose, selten mikrofelsitische und dann graugelbe Basis dar, in welcher neben einzelnen Sanidin- und Quarzkrystallen, sowie sehr vollkommen ausgebildeten grösseren Augiten ein überaus dichtes Gewirr gitterartig verwachsener grüner, selten bräunlicher Nadeln liegt, denen in Unmasse schwarze Körner theils angewachsen, theils eingestreut sind. Die Gittersysteme dieser doppelbrechenden Krystallnädelchen, welche zum Augit gehören, sind so aufgebaut, dass sich an eine Hauptnadel, welche hie und da auch die Polflächen der Pyroxene zeigt, seitlich zu einander parallel kleinere Nadeln ansetzen, deren Längsaxe zu der der Stammnadel nur höchst selten senkrecht, dagegen meistens unter wechselnden schiefen Winkeln steht. Jede Nebennadel kann dann wieder als Hauptnadel für kleinere sich ansetzende Mikrolithe dienen und so entstehen oft sehr complicirte Wachsthumsformen. — Wo diese Gitter in ganz kleine Nadel- oder vielmehr Stachelsysteme auslaufen, da fehlt den kleinsten Individuen auch jede bemerkbare Doppelbrechung. — In den grösseren Inter-

stitien dieser Gitter häufen sich kleine schwarze Körner, welche auch den Augitmikrolithen anhaften, gern zu cumulitartigen Gebilden. Ausserdem treten in solchen Zwischenräumen nicht selten braune Felsosphärite auf. Möglicherweise ist es dieselbe Varietät, welche Allport vom südöstlichen Abhange des Goatfell oberhalb Brodick Castle und der Umgebung von West-Benan beschreibt.

Eine dritte Varietät des Arraner Pechsteins besteht aus einer durchaus glasfreien, aber mikrofelsitreichen kryptokrystallinen Grundmasse mit sehr spärlichen Einsprenglingen von Quarz und Sanidin in unregelmässig gestalteten Körnern, welche sich im polarisirten Lichte fast ganz in Granosphärite und Felsosphärite auflöst. Sie stimmen zum Theil mit den von Zirkel beschriebenen Vorkommnissen von Tormore, nur dass diese mikrolithische Gebilde enthalten, welche meinen Präparaten gänzlich fehlen.

Alle Pechsteine von Arran sind charakteristisch unterschieden von den übrigen Vorkommnissen durch den Mangel der Fluidalstructur und durch die reichhaltige Entwicklung einer zweiten Augitgeneration. Letzterer Umstand in Verbindung mit gelegentlichen Spuren einer jüngeren, mikrolithischen Feldspathbildung erinnert an die neovulkanischen Vitrophyre und es darf nicht unerwähnt bleiben, dass die Natur der Arraner Pechsteine als palaeovulkanische Gesteine nicht allgemein anerkannt wird. Allport schreibt denselben miocänes Alter zu, ebenso wie A. Geikie dem Pechstein von Eigg. Zirkel, dem ich in der Annahme ihrer geologischen Stellung folge, ist es nicht entgangen, dass die mit den Arraner Pechsteinen geologisch verbundenen Quarzporphyre durch die Ausbildung ihrer Feldspathe sehr an Liparite erinnern.

Der zweiten, hier beschriebenen Varietät der Arraner Pechsteine scheint ein solcher von dem berühmten Scuir of Eigg in den Hebriden, den Allport beschreibt, sehr ähnlich zu sein, wenn man von dem grossen Reichthum dieses Gesteins an Sanidin absieht, den Allport besonders betont. In der Glasbasis desselben häufen sich kleine braune Prismen und schwarze Körner in gleichmässiger Vertheilung derart an, dass dieselbe fast undurchsichtig wird.

Die von demselben Verfasser als sphärolithische Pechsteine und Perlite beschriebenen untersilurischen Ergussgesteine aus der Nähe von Wellington in Shropshire gehören nach seiner eigenen Darstellung und dem Ergebniss der chemischen Untersuchung wohl zu den Felsophyren.

Das reinste Glas unter den bekannten Pechsteinen stellt ein braun durchsichtiger Vitrophyr aus der Gegend von Fréjus in Südostfrankreich dar.

Die vorstehenden Schilderungen zeigten an zahlreichen Beispielen, dass die verschiedenartigen Ausbildungsformen einer Quarzporphyrgrundmasse an ein und demselben Gestein sich gleichzeitig und ursprünglich, selbst in dem kleinen Raum eines mikroskopischen Präparats finden können. Danach lässt sich die Ursprünglichkeit und Selbständigkeit dieser Typen nicht wohl bezweifeln. Trotzdem haben zu allen Zeiten hervorragende Petrographen die mikrogranitischen, felsophyrischen und vitrophyrischen Quarzporphyre genetisch mit einander zu verknüpfen, die einen aus den andern durch chemische Metasomatose abzuleiten gesucht, während andere Petrographen solche epigenetischen Beziehungen von vorn herein abzuweisen geneigt waren. Die auf dem erstgenannten Standpunkt befindlichen Gelehrten nehmen alsdann in neuerer Zeit zumeist den Vitrophyr als das ursprünglich Gegebene und leiten aus der Glasbasis dieser durch säculare Metamorphose die übrigen Grundmasse-Formen, zumal die kryptokrystalline Ausbildung derselben ab. Eine derartige Auffassung hat besonders Vogelsang vertreten. Andere, wie Justus Roth, halten den Wassergehalt der Vitrophyrbasis für wenigstens z. Th. später aufgenommen uud werden consequent dahin gedrängt, die glasige Basis selbst für ein nicht vollkommen primäres Erstarrungsproduct zu halten.

Dass einzelne Typen der Porphyrgrundmasse secundärer Natur sein können, wurde bereits oben an einigen Stellen angedeutet; allenthalben wiesen die Verhältnisse auf eine nicht krystalline Form der Grundmasse als die dann ursprünglich vorhandene hin. Man kennt kein einziges Beispiel von einer glasigen Umwandlung einer ursprünglich krystallinen Grundmasse, vielleicht von ganz localen randlichen Schmelzungen an jüngeren Gängen abgesehen. Und dann ist das secundäre Glas nicht wasserhaltig.

Ein ganz vorzügliches Beispiel von einer secundären Herausbildung mehr oder weniger krystalliner Grundmassen aus ursprünglich glasigen liefert der mächtige Gang von Vitrophyr im Granitit am Burgstall bei Wechselburg in Sachsen. An dem Bahneinschnitt gleich nördlich von Wechselburg erscheint der Porphyr zunächst dem Granitit rothbraun und fast tuffartig aussehend, dann geht das Gestein ganz allmählig in einen schwarzgrauen bis schwarzen, sehr spröden, glasartig scharfkantig und flach muschlig brechenden, flas-

rigen Vitrophyr über, der in steil nach S. bis SO. einfallenden unregelmässigen Säulen abgesondert ist. Die verschiedenen Handstücke vom frischest schwarzen Pechsteinporphyr bis zum rostbraunen matten Quarzporphyr stellen so ziemlich alle Structurformen vom Vitrophyr bis fast zum Mikrogranit dar. Die frischen Stücke bestehen vorwiegend aus braunen Glasströmen mit zahllosen opaken Körnern, die sich zierlich um Sanidin-, Plagioklas- und Quarzkrystalle winden, während sie zugleich in sehr kleinen Blättchen und Täfelchen reichlichen Glimmer führen. Mit diesen dunkelbraunen Striemen einer Glasbasis wechseln viel hellere Streifen, oft ganz farblos, welche mit Belonosphäriten gemengt oft die deutlichste Granophyrstructur erkennen lassen. Mit abnehmender Frische geht ganz allmählig die Glasbasis in eine mikrofelsitische über, zu welcher sich immer mehr kryptokrystalline Substanz gesellt, bis in den Endgliedern nur noch ein Quarzporphyr mit kryptokrystalliner Grundmasse, ein Mikrogranitporphyr vorliegt. Der Umstand, dass die kryptokrystallin entwickelten Glieder, abgesehen von ihrem weniger frischen Aussehen, an der Peripherie des Vorkommens auftreten, die glasigen im Centrum, lässt nicht daran denken, diesen Structurunterschied als die Folge einer langsameren Abkühlung auffassen zu können.

Metamorphosen an und in den Quarzporphyren.

Man kann die nach den Grenzflächen von Quarzporphyren hin recht oft auftretenden Structurveränderungen wohl als endomorphe Contactphänomene bezeichnen, wenngleich in denselben ja nicht eigentlich eine Einwirkung des Nebengesteins auf die Eruptivmasse, sondern eine Folge veränderter Entwicklungsbedingungen zu sehen ist. Die wahrnehmbaren Wirkungen sind durchaus unabhängig von der Natur des Nebengesteins. Sie bestehen allgemein in einem Sinken der krystallinen Ausbildung nach einer tieferen Stufe in der Reihe Mikrogranit, Granophyr, Felsophyr, Vitrophyr. — Bei der Untersuchung der Granophyrdecke des oberen Kirneckthales am Hochfelde und der zahlreichen Porphyrgänge dieser Gegend machte ich die Beobachtung, dass eine für das blosse Auge variolitische Structur derselben, welche sich mikroskopisch präciser als eine granosphäritische, respective felsosphäritische erkennen lässt, immer nur in schmalen Gängen oder an der Peripherie grösserer Massen, den Salbändern mächtigerer Gangmassen und in dem Liegenden der Decke zu finden war. Für diese Localität muss also wohl die ge-

nannte Structur als eine endomorphe Contacterscheinung aufgefasst werden in ähnlichem Sinne, wie Gümbel solches für die Variolitbildungen der fichtelgebirgischen Diabase nachwies. Weiteren Untersuchungen muss es vorbehalten bleiben, darzuthun, ob dieser Auffassung eine allgemeinere Gültigkeit zukommt.

So weit darüber bis heute Erfahrungen vorliegen, darf man es als einen durchgreifenden Unterschied der Ergussgesteine überhaupt gegenüber den Tiefengesteinen bezeichnen, dass sie nirgends die tiefgehenden und weit ausgebreiteten Contactmetamorphosen in den Nebengesteinen hervorrufen, wie jene. Unter den spärlichen Beobachtungen, die nach dieser Richtung hin vorliegen, möge hervorgehoben werden, dass Gürich die Schiefer der niederschlesischen Thonschieferformation in dem Contact mit den lagerförmig eingeschalteten Quarzporphyren derart verändert fand, dass sie einen massigen Habitus angenommen hatten und mit braunen, von ausgewitterten Dolomitkörnern herrührenden Rostflecken bedeckt waren. Die Schiefer zeigten dieselben Veränderungen auch im Contact mit Diabasen. — Am Willenberge bei Schönau in Niederschlesien ist nach demselben Autor der dünnblättrige und graulich glänzende Schiefer im Contact mit Quarzporphyr zu Knotenschiefer umgewandelt. Doch fehlen genauere Angaben, welche entscheiden liessen, ob diese „Knotenschiefer" etwa mit den Granitcontactschiefern oder etwa mit Spilositen zusammenzustellen wären.

Liebe und Zimmermann beobachteten, dass an einem wenig mächtigen Quarzporphyrgange in dem nördlich dem Frankenwalde vorliegenden Berglande die Culmschiefer zu Fleckschiefern, der oberdevonische Kalk in ein Granatgestein umgewandelt und Pyrit reichlich entwickelt ist. Da aber die Fortsetzung dieses Ganges im Culm nicht metamorphosirend gewirkt hat, auch grössere Gänge sonst keinen Einfluss auf das Nebengestein ausüben, so halten sie es nicht für unmöglich, dass die Ursache dieser Metamorphose in einem unter Tage liegenden Granitstock zu suchen sei.

Im oberen Kirneckthale bei Barr tritt Granophyr in Contact mit amphibolführendem Granitit auf. Anstatt des deutlich körnigen Granophyrs hat man auf die Entfernung von wenig Zoll einen flachmuschlig im Grossen, splittrig im Kleinen brechenden Hornsteinporphyr, der unter dem Mikroskop ganz vorwiegend aus einer, wie durch Fluidalwirkung striemigen, das Licht einfach brechenden Masse besteht, aus welcher nur spärliche Pünktchen anisotroper Substanzen hervorleuchten, unter denen Quarz mit Bestimmtheit nachgewiesen

werden konnte. — Die Grenze gegen den Granitit ist nicht deutlich erkennbar, vielmehr scheint letzterer mit dem Granophyr an dem Contact zu einer einheitlichen Masse zusammengeschmolzen, aus welcher nur die Quarze unverändert hervortreten, während der Feldspath nicht mehr erkenntlich ist und Glimmer und Hornblende nur in einzelnen Blättchen auseinandergedrängt, spärlich in der zum kleinen Theil structurlosen, grösstentheils mikroskopisch kryptokrystallinen Gesteinsmasse zerstreut liegen.

Nach von Lasaulx werden in der Auvergne (La Goutelle bei Pontaumur, Gegend von Pontgibaud) die in Glimmerschiefer übergehenden Gneisse in der unmittelbaren Berührung mit Quarzporphyren zu Talkschiefer umgewandelt, bei welchen im Querschnitt fast regelmässige Lagen von Glimmer mit Quarz und hellem Talk abwechseln. Ob diese Erscheinung indessen als eigentliche Contactmetamorphose im engeren Sinn aufzufassen ist, möchte wohl noch nicht ganz erwiesen sein.

Dynamometamorphe Phänomene sind der Natur der Sache nach nur in solchen Quarzporphyren zu erwarten, die im Schiefergebirge liegen. Da nun die weitaus meisten deutschen und sonstigen continentalen Quarzporphyre im mehr oder weniger ungestörten Gebirge auftreten, so fehlen jene durch orogenetische Processe bedingten Umwandlungen in Structur und Mineralbestand gemeiniglich. Wo dagegen, wie in Thüringen, Westfalen, den Ardennen, den Alpen, in Wales, Quarzporphyre dem gefalteten Gebirge eingeschaltet sind, da lassen sich auch sofort die Spuren der Dynamometamorphose wahrnehmen. Noch ist die Zahl der einschlägigen Beobachtungen eine kleine, offenbar hat sich der Blick der Petrographen für diese Erscheinungen noch nicht hinreichend geschärft und die Ähnlichkeit dynamometamorph veränderter Quarzporphyre (der sog. schiefrigen Porphyre) mit ebenso beeinflussten Tuffen oder normalen Sedimenten (Porphyroiden) ist eine zu grosse, als dass man heute bereits mit voller Sicherheit allenthalben das ursprüngliche Gestein erkennen könnte. Auch fehlen im Augenblicke noch allzusehr die nothwendigen chemischen Grundlagen auf diesem Gebiete, um z. B. ursprüngliche Quarzkeratophyre und Quarzporphyre in dynamometamorpher Facies unterscheiden zu können. Es hat z. Th. den Anschein, dass gewisse Ausbildungsformen der Feldspathe (die mikroperthitischen) ebensowohl ursprüngliche, wie durch Dynamometamorphose bedingt sein können.

Bereits in dem Abschnitte über die mineralogische Zusammen-

setzung der Quarzporphyre wurde auf gewisse mechanische Deformationen der Einsprenglinge hingewiesen, welche sich nicht auf die Fluctuation des Eruptivmagmas zurückführen lassen. Ihrer wird man sich wesentlich bedienen müssen, um dynamometamorphe Facies normaler Quarzporphyre erkennen zu können. Hierzu gesellen sich als Kriterien für die Wahrscheinlichkeit der genannten Einwirkungen die reichliche Entwicklung von Sericit und von Quarz-Feldspath-Primärtrümern in der Grundmasse unter gleichzeitiger Ausbildung einer mehr oder weniger deutlich schiefrigen Structur und ein eigenthümlicher Zerfall sphärolithischer Bildungen in körnige oder strahlige Aggregate von Quarz und Feldspath.

Ch. E. Weiss gibt in der oben citirten Arbeit genauere Nachrichten über die Verbreitung einer eigenthümlichen Streckung in gewissen Quarzporphyrgängen, welche in der Umgebung des Ortes Thal bei Eisenach im Erbstromthal theils in saigeren Gängen den nahezu horizontal liegenden Glimmerschiefer durchsetzen, theils von diesen Gängen aus in kürzeren oder längeren Apophysen lagerartig den Glimmerschieferschichten eingeschaltet sind. Die Streckung, welche sich in dem makroskopischen Habitus der Grundmasse, ganz besonders aber in der parallelen Anordnung der Quarzeinsprenglinge ausspricht, die nicht dihexaëdrisch idiomorph sind, sondern eigenthümlich kaulquappenähnliche Form haben, wurde früher ziemlich allgemein für Fluidalstructur gehalten. Weiss, welcher die Verbreitung dieser Structur in zahlreichen Gängen, ganz besonders aber in den lagerähnlichen Apophysen erkannte, wies überzeugend nach, dass diese Streckung kein fluidales Phänomen sein könne, da sie nicht parallel den Gangwänden, sondern von Gangwand zu Gangwand, d. h. also parallel der Schieferfläche des Glimmerschiefers und daher in den lagerartigen Theilen der Quarzporphyre auch parallel der Grenzflächen, überdiess in allen Vorkommnissen in der gleichen Richtung verlaufe. Er selbst lässt das Phänomen in vorsichtiger Weise ohne Deutung. Combinirt man seine Darstellung mit der mikroskopischen Untersuchung des Gesteins, so darf man in demselben mit grosser Wahrscheinlichkeit eine dynamometamorphe Erscheinung sehen. Sämmtliche Quarzeinsprenglinge sind zumeist ohne Lösung der Continuität zu langbirnenförmigen Gestalten ausgezogen, die im Durchschnitt aus einer Anzahl derartig geordneter Felder zwischen gekreuzten Nicols zusammengesetzt sind, dass die ihnen entsprechenden Theile des Schwänzchenquarzes, wie Lossen diese eigenthümlichen Gebilde treffend bezeichnet hat. um

die Längsaxe schwach tordiert sind. In jedem Felde und von Feld zu Feld ändert sich die Lage der Auslöschungsrichtungen stetig mit dem Ort. Wo eine Lösung der Continuität bei der Deformation der Quarze statt hatte, sind die stets sehr schmalen Klüfte mit feinschuppigem Muscovit oder mit holokrystalliner Quarz-Feldspathmasse (die Gesteine gehören zu den Mikrograniten) ausgefüllt; dieselbe hat aber ein bemerkbar feineres Korn als die Grundmasse selbst. — Die Feldspatheinsprenglinge (bei den Plagioklasen sind die Lamellen verbogen) und die Biotite sind in derselben Richtung in Fragmenten (beim Glimmer in Blättchen) der einzelnen Individuen an einander hin verschoben. Ebenso zeigt die aus einem ziemlich grobkörnigen Aggregat von Orthoklas und Quarz, dem nicht eben reichlich auch Muscovitblättchen eingemengt sind, bestehende Grundmasse eine deutliche Streckung in der Richtung der Birnenaxe der Quarze. — Es ist überraschend, dass die Deformation der Feldspathe nicht eine so weitgehende ist, als diejenige der Quarze.

Vergleicht man die mechanischen Deformationen in dem genannten Quarzporphyr mit denen derselben Mineralien in Graniten, so fällt eine Thatsache auf: die randliche Kataklase, welche bei den hypidiomorph-körnigen Tiefengesteinen eine so verbreitete Erscheinung ist, fehlt bei den dynamometamorph veränderten Quarzporphyren oft nahezu vollständig. Dieser Unterschied ist ein allgemeiner, nicht auf eine einzelne Localität beschränkter. Die Ursache dafür kann nur in der Structur liegen; bei den Tiefengesteinen wird Korn an Korn gerieben und gequetscht, bei den porphyrischen liegen die grösseren Individuen in einer angenähert homogenen dichten Masse. Daher treten in letzterem Falle entweder nur schwache optische Deformationen oder aber vollständige innere Zertrümmerung auf.

Ein anderes Beispiel für dynamometamorphe Veränderungen haben wir in dem Quarzporphyr der Bruchhäuser Steine bei Brilon in Westfalen, welchen Lossen und Mehner in den oben genannten Aufsätzen behandelt haben. Die Deformation der Quarze ist keine so weit gehende, wie bei Thal; zumal die äussere Form ist besser erhalten. Dagegen findet sich oft eine bereits oben erwähnte, an Zwillingslamellirung erinnernde Streifung der Durchschnitte, und eine Auflösung in mehr oder weniger regelmässig begrenzte Theilstücke. Lossen giebt an, dass die Theilung den Flächen von $\pm R$, ∞R und oR folge und in der That besitzen Schnitte durch

die Quarzdihexaëder parallel der Endfläche bisweilen fast das Aussehen eines dachziegelförmig aufgeschichteten Tridymitaggregates. Die Feldspathe dieses Gesteines sind recht stark deformirt; die Bruchlinien derselben folgen bald den Blätterdurchgängen, bald sind sie ganz regellos; zwischen die Fragmente hat sich ein feinschuppiger Kaliglimmer abgesetzt, der auch in der Grundmasse reichlich auf Kosten des Feldspathgehalts entwickelt und flasrig angeordnet, besonders auch derart an zwei polarentgegengesetzten Stellen der Quarz-, seltener der Feldspatheinsprenglinge angesetzt ist, als fülle er hier kleine, ursprünglich leere, conische Räume. Diese Sericitbildung ist besonders lebhaft in den Zwischenräumen zwischen zwei nahe an einander liegenden Quarz- oder Feldspatheinsprenglingen, wo die Streckung der Gesteinsgrundmasse sehr auffallend ist. Neben dem normalen Feldspath sind Einsprenglinge eines mikroperthitisch aus Orthoklas und Albit gemengten Feldspaths oft spärlich, oft reichlicher vorhanden; in diesen erweisen sich die Orthoklas- und Albitfelder derart in einander verzahnt und in ihrer Vertheilung oft so an Bruchlinien gebunden, dass man auf die Vermuthung geführt wird, die Perthitstructur stehe genetisch mit der Dynamometamorphose des Gesteins in Beziehung. — Die Sphärolithe des Gesteins haben fast durchweg ihren radialen Bau eingebüsst, sind oft verquetscht, auch wohl auseinander gesprengt und durch Sericit oder Gemenge von Sericit und Quarz, wohl auch Albit, verkittet. Dieselben erweisen sich als regellos körnige Aggregate von Feldspath (? Albit) und Quarz, oder aber diese beiden Substanzen sind auch wohl dem Anschein nach von der Peripherie des Sphärolith aus roh concentrisch strahlig geordnet. Dann sind dieselben auch bisweilen hohl und lassen schon mit der Loupe kleine Albit- und Quarzkryställchen in ihrem Inneren wahrnehmen. Eine gleiche Veränderung haben die noch gut nach ihrer Form erkennbaren Aureolen um die Quarzeinsprenglinge erfahren. — In der Grundmasse erscheint als Neubildung neben dem Sericit ziemlich reichlich auch Chlorit in Schuppen und Sphärokrystallen, die meistens in flachgeschwungenen Reihen der Gesteinsstreckung entsprechend geordnet sind, in anderen Handstücken auch in Gemenge mit Sericit auf kreisförmig umlaufenden Schnüren liegen, die vielleicht alten perlitischen Sprüngen entsprechen. Diese Sericitisirung der Grundmasse kann eine nahezu vollständige werden; dann stellen sich auch mehr und mehr kleine rundliche bis elliptische Nester und langgestreckte Schnüre von Quarz-Albit-Aggregaten ein. Diese

Trümer liegen z. Th. in der Streckungsrichtung des Gesteins und lassen dann keine bestimmte Anordnung der Gemengtheile erkennen, oder aber sie liegen quer gegen die Streckung und dann stehen Quarz und Albit mit senkrechten Stengeln auf der Trumwand. Gelegentliche Schiefereinschlüsse sind ebenfalls sericitisch verändert und führen bisweilen grössere Muscovittäfelchen. Sie scheinen bisweilen förmlich in die sericitische Porphyrgrundmasse zu verfliessen, doch macht sie ihr Gehalt an Rutilnädelchen leicht kenntlich. — Die Unterscheidung solcher dynamometamorphen Quarzporphyre von Schiefer- oder Tuffporphyroïden kann überaus schwierig und unsicher werden. Lossen nennt ferner wasserhelle Kügelchen, welche ein zierliches Interferenzkreuz liefern; er vermuthet Hyalit oder Chalcedon in denselben. — Ob der gelegentlich recht reichliche Epidot und Calcit oder andere Carbonate zu den dynamometamorphen Neubildungen gehören, oder erst durch normale Verwitterung gebildet seien, ist nicht zu entscheiden.

Lossen rechnet auch die von Loretz (Jahrb. k. preuss. geolog. Landesanstalt für 1881, p. 175, sqq.) u. A. zu den Porphyroïden gestellten Vorkommnisse vom Bärentiegel bei Katzhütte und von Langenbach im südlichen Thüringerwald zu den dynamometamorph veränderten, z. Th. sehr stark sericitisirten Quarzporphyren.

Überaus ähnlich sind die Verhältnisse in den von Renard und La Vallée-Poussin beschriebenen schieferigen Quarzporphyren von Bierghes, welche sie früher als Porphyroide angesehen hatten. Faust- bis mehrere cubikmetergrosse Kerne von einem wenig schiefrigen, plagioklasreichen Quarzporphyr werden von chloritschieferähnlichen Flasern von wechselnder Mächtigkeit eingehüllt und zugleich verbunden. Innerhalb der festen Kerne von Porphyr ist die Entwicklung ganz analog derjenigen im schiefrigen Porphyr der Bruchhäuser Steine, nur dem Grade nach geringer, da die Sphärolithe und Quarz-Aureolen keine Veränderung zeigen; die Chloritbildung ist eine sehr reichliche, die Sericitbildung weniger hervortretend, dagegen ist der Quarzporphyr in den, einem Chloritschiefer oder chloritischen Thonschiefer ähnlichen, Flasern, welche offenbar den bei der Gleitung wirkenden Reibungsflächen entsprechen, zu einem schiefrigen Gemenge von Chlorit und Sericit geworden, welch letzterer z. Th. deutliche Pseudomorphen nach Feldspath bildet. Die Sphärolithe und die Feldspatheinsprenglinge sind nahezu vollständig verschwunden; nur die Quarzeinsprenglinge zeigen dieselbe Beschaffenheit, wie in den wenig metamorphosirten Porphyrkernen.

In dem von denselben Autoren früher als porphyroïde sériciteux (l. c. pg. 214) beschriebenen Gestein von der Eisenquelle bei Laifour wird man gleichfalls einen, in ähnlicher Weise dynamometamorphen, nur chloritarmen Quarzporphyr zu sehen haben, dessen mikroperthitisch aus Orthoklas- und Albitfeldern gemengten Einsprenglinge ebenfalls den Eindruck erwecken, als haben sie ihre Perthitstructur erst durch die Streckung des Gesteins erhalten. — Durchaus analoge Phänomene, wie sie von den Bruchhäuser Steinen beschrieben wurden, zeigen früher als Porphyroide betrachtete Vorkommen von Rimogne (mit sehr starker randlicher Kataklase der Feldspathe), und von Mairus. Die dem Filon A der genannten Autoren (l. c. pg. 211) entstammenden Handstücke zeigen hie und da deutliche Reste von Granophyrstructur. Der Filon B derselben Localität ist ein dynamometamorpher Diabas. Die untersuchten Proben verdanke ich der Güte des Herrn Renard.

Nach C. Schmidt sind mit den theils mikrogranitisch, theils granophyrisch ausgebildeten Porphyren der Windgälle schiefrige Porphyre verbunden, die sich durch Dynamometamorphose aus den granophyrischen Abarten entwickelten. Gewissermassen zwischen dem normalen und gestreckten Gestein stehen vermittelnd zerdrückte und in kleinere und grössere, scharfkantige, meist ebenflächige und ungefähr rechteckige Brocken zertrümmerte Gesteine. Mit zunehmender Zertrümmerung häuft sich in der Grundmasse der schiefrigen Porphyre ein grünlicher Sericit, während sonst die granophyrische Structur derselben erhalten bleibt. Bei noch hochgradigerer Veränderung scheidet sich der Sericit in grossen Flatschen aus. oder bildet schliesslich mit wenigen quarzitischen Brocken das ganze Gestein. Im normalen Gestein findet sich dieser Sericit fast nur in Pseudomorphosen nach Feldspath oder entwickelt sich aus Chlorit. Die Einsprenglinge in den schiefrigen Porphyren sind zersprungen und zeigen die oben besprochenen Wirkungen des Gebirgsdrucks Auch C. Schmidt erwähnt die winzigen Sphärolithe aus den schiefrigen Windgälle-Porphyren, wie Lossen aus denen der Bruchhäuser Steine.

E. Jacquot und A. Michel-Lévy beschreiben ein ganz vorwiegend aus Sericit bestehendes Lagergestein des Culm im Thal von Aspe (Basses-Pyrénées) unfern Aydius, in welchem Quarzdihexaëder mit allen Eigenschaften des Porphyrquarzes eingesprengt sind. Interessant ist das Auftreten des Rutils in feinen Nadeln und Zwillingen. Die Autoren sprechen es nicht direct aus, lassen

es aber aus ihrer Darstellung schliessen, dass sie das Gestein zu den Quarzporphyren, nicht zu den Porphyroiden stellen, woran man des Rutils wegen wohl denken könnte. Ein ähnliches von Jannetaz (Bull. Soc. min. Fr. 1880. III. 82) als Pinit beschriebenes Gestein tritt in demselben geologischen Horizonte bei Changé (Mayenne) auf.

In den Schilderungen, welche die englischen Petrographen Bonney, Cole und Rutley von cambrischen quartz-felsites and felsites der Grafschaft Wales entwerfen, sowie in den ihre Arbeiten begleitenden Abbildungen begegnet man gar häufig Angaben, welche auf bedeutende Entwicklung dynamometamorpher Phänomene in den Porphyrdecken dieser Gegend und in den sie begleitenden Tuffen schliessen lassen. Dass bei der Herausbildung des jetzigen Zustandes dieser Gesteine Druckkräfte in hohem Maasse betheiligt waren, geben die genannten Autoren z. Th. selbst an. Die mechanischen Deformationen der Einsprenglinge sind ihnen nicht entgangen; jedoch fehlt hie und da eine schärfere Mineralbestimmung und eine Unterscheidung der dynamometamorphen Neubildungen von dem ursprünglichen Bestande. Dass unter den ersteren der Sericit, und zwar auch hier ein grünlicher Sericit eine grosse Rolle spielt, geht z. B. aus Bonney's Angaben (parts of the slide resemble a breccia cemented by a filmy pale-greenish-yellow mineral Q. J. G. S. 1879. XXXV. 313) über Gesteine von Cwm-y-Glo, und mit ähnlichen Worten über nodular felsites der Bala-Gruppe von Conway Falls (Q. J. G. S. 1882. XXXVIII. 291) hervor, wo geradezu die Ähnlichkeit der fraglichen Substanz mit Sericit ausgesprochen wird; Cole lieferte dafür den directen Beweis durch eine Analyse grösserer Ausscheidungen in den zu Quarz und dunklem Sericit umgewandelten Kugeln eines an grossen z. Th. stark abgeplatteten Sphäroiden reichen, quarzporphyrähnlichen Gesteins von Digoed. — Nun aber ergiebt sich theils aus den Abbildungen theils aus den Beschreibungen bei Bonney mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass in dem genannten Gebiete dynamometamorphe Eruptivgesteine (schiefrige Porphyre) und dynamometamorphe Schichtgebilde und Tuffe (Porphyroïde) nicht scharf getrennt sind. Dem widersprechen auch nicht die spärlich mitgetheilten chemischen Angaben in den genannten Autoren. Es würde von hohem Werthe sein, wenn diese wallisischen Gesteine in vergleichender Zusammenstellung mit den „Lenneporphyren“ und den thüringischen Porphyroiden von Neuem untersucht würden. Handstücke von manchen Localitäten dieses

Gebietes, welche ich der Freundlichkeit von Herrn Bonney verdanke, zeigen nach Art und Grad dieselben Phänomene, wie die Quarzporphyre von den Bruchhäuser Steinen. Auch die alten perlitischen Sprünge sind hier von Chlorit- oder Chlorit-Sericitschnüren erfüllt, wie z. B. in einem einsprenglingsarmen, lagerförmigen Quarzporphyr aus den Bala-Beds des Snowdon, oberhalb Llanberis. Nach der Häufigkeit zwillingsgestreifter und felderweise mikroperthitisch aus Orthoklas und Albit gemengter Feldspathe dürften wohl manche dieser Gesteine (zwischen Llanberis und Cwm-y-Glo, NW. von Cwm-y-Glo, Llyn Padarn bei Llanberis) zu den Quarzkeratophyren besser, als zu den Quarzporphyren zu stellen sein. Ebenso scheinen die nodular felsites von den Conway Falls und wohl auch das von Cole beschriebene Gestein von Digoed den Quarzkeratophyren anzugehören. Die Sericitisirung der Grundmasse in dem erstgenannten ist eine vollkommene und die Quarz-Albit-Trümer und Nester geradezu typisch.

Tuffe der Quarzporphyre.

Eine umfassende mikroskopische Untersuchung der klastischen Glieder der Quarzporphyrfamilie steht noch aus. Von einer älteren und nicht sehr präcisen Beschreibung gewisser Felsittuffe des sächsischen Rothliegenden von A. Anger abgesehen, liegen auf mikroskopische Forschung gegründete Angaben von Cohen über Odenwälder, von Harada über Luganer Porphyrtuffe, von den sächsischen Landesgeologen über solche aus Sachsen, von Mehner über westfälische, von E. E. Schmid über thüringische, von Stelzner über solche der Anden, von Williams über ein Vorkommen vom Kesselberge im Schwarzwald, von Gerhard über ein solches von Lüspelkopf bei Gebweiler in den Vogesen, von Bonney und Davies mehr gelegentliche Mittheilungen über walisische Repräsentanten dieser Familie vor. Mit Benutzung der genannten Arbeiten und eigener Beobachtungen lässt sich constatiren, dass die klastischen Quarzporphyrgesteine, wie ihr Name sagt, aus fragmentarem, ursprünglich sicher in lockerem Zustande ausgeworfenem Porphyrmaterial, also aus Bruchstücken und Krystallen der Einsprenglinge dieser Gesteine, und aus gröberen, lapilliähnlichen Brocken, sowie aus sehr fein zerriebenen, aschenähnlichen Theilchen des Gesteins selbst bestehen. Je nachdem eine oder die andere Art von Fragmenten vorwaltet, kann man dichte Tuffe (dahin gehören viele sogenannte Thonsteine), Krystalltuffe und agglomeratische Tuffe unterscheiden.

Die dichten Tuffe, zu denen u. a. die plasmaähnlichen grünen und gebänderten Vorkommnisse vom Ölberg und Wendenkopf, viele sächsische Thonsteine, die Tuffe aus dem Silur von Potrero de los Angelos, La Rioja, Argentinien, gehören, enthalten spärliche, scharfkantige Fragmente von Quarzkrystallen und gelegentlich sehr frischen Feldspath, seltener Blätter von Biotit oder Muscovit in einer bei gewöhnlichem Lichte ziemlich homogen aussehenden, mehr oder weniger farblosen und mit sehr fein vertheilten Eisenoxyden verschiedener Art durchsprenkelten Grundmasse. Zwischen gekreuzten Nicols treten aus dieser Grundmasse oft nur spärliche, sehr kleine, doppelbrechende Körnchen oder Leistchen heraus, während der Rest sich isotrop verhält. In anderen Vorkommnissen häuft sich die Menge der doppelbrechenden, aber stets äusserst kleinen Körnchen und Blättchen so sehr, dass eine isotrope Substanz nicht mehr nachweisbar ist. Unter den doppelbrechenden Theilchen dieser Grundmasse ist ein farbloser, sehr feinfilziger Glimmer in einzelnen Individuen, oder in mehr weniger geradlinig begrenzten Aggregaten von angenähert rectangulärer Form, wohl auch in rundlichen und elliptischen Flecken, oder endlich in längeren und breiteren, sich gelegentlich verzweigenden Strähnen recht sicher zu erkennen; ebenso bietet die Deutung grünlicher Schuppen und Aggregate als Chlorit keine Schwierigkeit. Dagegen ist die Bestimmung der winzigen, doppelbrechenden Körnchen als Quarz oder Feldspath zumeist eine hypothetische. Selbst die Unterscheidung des hellen Glimmers von Kaolin ist meistens ohne chemische Hilfsmittel nicht ausführbar. — Dass die in solchen Grundmassen nachweisbare isotrope Substanz in manchen Fällen amorphe Kieselsäure (Opal) sei, wurde zuerst von E. Cohen an den Odenwälder Tuffen dargethan, aus welchen er durch Behandlung mit Kalilauge 11 % eines Kieselsäurehydrats ausziehen konnte; ob eine solche Deutung allgemeiner zulässig sei, darüber fehlt es an Anhaltspunkten. Der Aufbau solcher Grundmassen aus fragmentaren Partikeln ist fast nirgends mit Sicherheit nachweisbar; sie sehen meistens durchaus einheitlich aus. Mikrofelsitischer Habitus ist nur selten bei solchen Grundmassen vorhanden. Die Feldspatheinsprenglinge sind sehr oft stark kaolinisirt oder in dichten Muscovit (Pinitoid) umgewandelt; der Biotit zeigt die gleichen Veränderungen, wie in den Quarzporphyren selbst. Gelegentlich finden sich Zirkonkryställchen. Williams beobachtete anscheinend einmal Rutil am Kesselberge. — Die Unterscheidung dieser dichten Porphyrtuffe (Thonsteine) von

massigen Quarzporphyren kann überaus schwierig und unsicher werden. — Cohen, welcher die amorphe Kieselsäure für später zugeführt hält und solche Tuffe demgemäss silificirte Tuffe nennt, glaubt auch die frischen Feldspathkrystalle und kleine silberweisse Glimmerblättchen in den Gesteinen vom Ölberg und Wendenkopf für Neubildungen ansehen zu sollen.

Krystalltuffe, wie sie Cohen vom Feuersteinbuckel und Vorderheubach im Odenwalde, Harada aus der Gegend von Lugano beschrieb und wie sie im sächsischen Rothliegenden vielfach vorkommen, werden vorwiegend aus Krystallen und Fragmenten von Quarz und Feldspath, spärlicher von Biotitblättchen und weissem Glimmer nebst vereinzelten Vorkommnissen der accessorischen Mineralien der Quarzporphyre aufgebaut. Wo neben diesen Mineralien ein Cäment nur ganz untergeordnet oder überhaupt nicht sicher nachweisbar vorkommt (Odenwald), erhalten die Gesteine einen arkoseähnlichen Habitus. Ist ein Cäment vorhanden, so hat dieses die Eigenschaften der Grundmasse der dichten Porphyrtuffe. Auch hier kann die Unterscheidung von compakten Porphyren recht schwierig werden. Die Grundmassen solcher Krystalltuffe, welche bei schwachen Vergrösserungen allotriomorph holokrystallin zu sein scheinen, erweisen sich bei starker Vergrösserung bisweilen durchweg sphärolithisch. Das ist z. B. der Fall bei einem durch Chlorit grüngefärbten Krystalltuff der Gegend von Rochlitz. Die sphärolithischen Gebilde sind farblos und optisch positiv; die grösseren derselben sind nach blättriger Structur und Doppelbrechung recht sicher als Muscovit- oder Kaolinkugeln und Rosetten zu bestimmen. Diese Deutung wird dadurch gestützt, dass die pinitoiden Umwandlungsproducte der Feldspathe die gleichen Gebilde reichlich enthalten.

Agglomeratische Tuffe enthalten vorwiegend lapilliähnliche und aschenähnliche Bruchstücke von Quarzporphyr, deren Grösse eine sehr geringe zu sein pflegt, so dass man sie erst unter dem Mikroskope erkennt. Die Formen dieser Fragmente sind äusserst mannichfache. Meist rundlich, seltener kurz oder lang stabförmig, halbmondförmig, hammerähnlich, dreieckig oder sonstwie polygonal mit bald geraden, bald convex-, bald concavlinigen Rändern, durchaus übereinstimmend mit gewissen gröberen vulkanischen sauren Aschen, sind die Bruchstücke in manchen Fällen direct an einander gepresst, gewissermassen gelenkförmig in einander gefügt, in anderen Fällen durch ein homogenes Cäment verkittet, wie es die Grundmasse der dichten Tuffe bildet. Die Fragmente gehören

nach Art ihrer Grundmasse-Ausbildung bald zu den felsophyrischen, bald zu den kryptokrystallinen, seltener zu den vitrophyrischen Quarzporphyren. Krystallfragmente pflegen zahlreich beigemengt zu sein. Überhaupt gehen diese drei Abtheilungen durch wechselndes Überwiegen der Krystallfragmente, der Porphyrlapilli und der dichten Grundmasse in einander über, wie sie ja auch stratigraphisch oft durch Wechsellagerung verbunden sind. — Solche agglomeratische Porphyrtuffe kommen unter den braunen Tuffen der Gegend von Rochlitz und bei Colditz in Sachsen vor. Bonney beschreibt sie aus der Umgebung von Llyn Padarn in Caernarvonshire und gebraucht für sie den Namen Agglomerate.

Ausscheidung von Kieselsäure in der Form von Nestern und Adern von Chalcedon und Hornstein sind in allen Porphyrtuffen verbreitet. Dem eigentlichen Porphyrmaterial ist auch fremde Gesteinssubstanz in Brocken der durchbrochenen Gesteine vielfach beigemengt.

Wo die Porphyrtuffe im gestörten Gebirge liegen, scheinen sie ähnliche Dynamometamorphosen erleiden zu können, wie die Quarzporphyre selbst. Die Eventualität eines solchen Processes hat Lossen bereits im Jahre 1869 (Z. D. G. G. XXI. 330) ausgesprochen, und das Studium der sog. Porphyroïde lässt kaum einen Zweifel daran, dass für viele derselben echte klastische Porphyrtuffe das ursprüngliche Material lieferten. Die mehr oder weniger vollkommene Identität des stofflichen Substrats bei dynamometamorphen Quarzporphyren und ebensolchen Quarzporphyrtuffen einerseits, die Identität der metamorphosirenden Kräfte und Agentien, welche auf Porphyrtuffe und Schiefergesteine andererseits einwirkten, bedingt es, dass nach dem heutigen Standpunkt unserer Erfahrungen auf diesem Gebiete die Unterscheidung von dynamometamorphen Quarzporphyren, dynamometamorphen Porphyrtuffen (Lossen nennt sie sehr glücklich Klasto-Porphyroïde) und eigentlichen Porphyroïden (d. h. dynamometamorph veränderter Sedimentgesteine) grosse Schwierigkeiten hat. Die Mineralien, welche alle diese Gesteine gemeinschaftlich aufbauen, sind dieselben: Quarz, Feldspath (Orthoklas, Albit, Mikroperthit), Sericit, Chlorit, Calcit, Epidot, Titanit, Carbonspäthe u. s. w.). Man wird daher die Unterscheidungsmerkmale in der Form und Ausbildungsart dieser Gemengtheile, sowie in der Modalität ihrer Anordnung, also in der Gesteinsstructur zu suchen haben.

Ohne irgendwie Abgeschlossenes und Unumstössliches auf

diesem schwierigen Felde bieten zu können, glaube ich dennoch die Resultate mittheilen zu sollen, welche das Studium eines z. Th. von Lossen's kundiger Hand gesammelten Materials aus dem Harz und Westfalen ergab. — Man kann es zunächst als einen Erfahrungsatz aussprechen, dass bei der krystallinen Differenzirung der zu Porphyroïden sich umwandelnden Sedimentgesteine, zumal der Schiefer, die concretionäre Trum- und Nesterbildung, nicht die Entwicklung idiomorpher Einsprenglinge, das normale ist, während bei der krystallinen Differenzirung schmelzflüssiger Eruptivmassen das Umgekehrte stattfindet. Da nun die Dynamometamorphose die ursprüngliche Gesteinsstructur z. Th. nur modificirt, nicht absolut verwischt, dort aber, wo allerdings über die ursprüngliche Gesteinsstructur eine gänzlich andere — ich möchte sagen übergedrückt ist, dennoch gewisse Eigenthümlichkeiten der ersteren bestimmend fortwirkten, so kommt es darauf an, wie bei einem Palimpsest, das ursprüngliche herauszulesen. Er dürfte das reichliche Vorhandensein von idiomorphen Einsprenglingen, zumal wenn dieselben (wie etwa in Glasinterpositionen, durch magmatische Resorptionen bedingte chemische Deformationen u. s. w.) deutliche Beweise ihres pyrogenen Ursprungs tragen, beweisend sein für ursprünglich eruptives Material oder doch sehr für dessen Annahme sprechen. Ebenso wird ein solcher als wahrscheinlich indicirt, wenn die grösseren Individuen eine evidente fragmentare Form besitzen, also von Bruchflächen begrenzt werden, das absolute Fehlen solcher Einsprenglinge dürfte für ursprüngliches Schiefermaterial sprechen; die Annahme eines solchen wird in keiner Weise gehindert durch selbst reichliches Vorhandensein grösserer Individuen, deren allotriomorphe Begrenzung nicht durch Bruch, sondern durch Gegeneinanderwachsen mit den Gemengtheilen der Grundmasse bedingt ist. In wieweit mechanische Deformationen (undulöse Auslöschung, randliche Kataklase u. s. w.) der einsprenglingsartigen Gemengtheile für die Präexistenz dieser mit Beziehung auf den Zeitpunkt der Dynamometamorphose sprechen, ist bisher nicht sicher constatirt. Die Erfahrungen an den Einsprenglingen der contactmetamorphen Gesteine (Andalusite u. s. w. der Hornfelse) deuten an, dass eine mechanische Deformation von Gesteinsgemengtheilen nicht bewirkt wird durch dieselben geologischen Vorgänge, welchen sie ihre Bildung verdanken. Immerhin ist nicht zu übersehen, dass der Process der Gesteinsumwandlung durch orogenetische Vorgänge

ein sehr langsamer und durch lange Zeitläufte hin anhaltender ist, und dass demnach recht wohl die in früheren Abschnitten entstandenen Neubildungen in späteren Abschnitten desselben Processes deformirt werden können.

Wie die Grundmasse der Quarzporphyre sich in einer dynamometamorphen Facies entwickelt, wurde im vorhergehenden Kapitel beschrieben. Die unter denselben Verhältnissen sich vollziehende Umgestaltung eines Porphyrtuffes findet man gut entwickelt an einem Vorkommen unterhalb Jagdschloss Röspe bei Berleburg im obersten Ederthalgebiet in Westfalen. Bei schwacher Vergrösserung erblickt man zunächst Fragmente von Quarz- und Feldspathkrystallen, darunter viel zwillingsgestreifte, theils selbständig, theils in sehr kleine, rundliche oder ellipsoidische, selten eckige, trübe Gesteinspartikel eingebettet. Diese trüben und wenig lichtdurchlässigen Partikel sind z. Th. ganz isotrop, z. Th. enthalten sie kleine, nicht deutbare, doppelbrechende Körnchen und grössere Sericittafeln. Ein Vergleich mit der Grundmasse felsophyrischer Quarzporphyre lehrt, dass dieses Gestein ein agglomeratischer Porphyrtuff ist, dessen Hauptmasse aus kleinen Aschentheilchen besteht. Jedes dieser Aschentheilchen ist von einer wasserhellen Hülle umgeben, die aus Quarz, oder aus Quarz und Feldspath (Albit?) besteht, deren Individuen senkrecht auf der Oberfläche der Aschentheilchen stehen. Von der Peripherie her dringen diese Neubildungen in die Aschentheilchen vor und ersetzen dieselben nach und nach; an ihre Stelle treten kleine Quarz-Albitnester. Gleichzeitig entwickeln sich im Gestein breitere Trümer aus demselben Material. Im Durchschnitt erscheinen die Quarz- oder Quarz-Feldspathhüllen natürlich als schmale gewundene Bänder, oder wo mehrere sich berühren, als etwas concavseitige Polygone. Kleine Putzen von Calcit und spärliche Schieferbrocken gesellen sich zu diesen Mineralien als Bestandtheile des Gesteins. Die Umwandlung des Gesteins ist hier offenbar von den Interstitien der ursprünglichen Aschentheilchen aus vorgeschritten.

Etwas anders wird das Bild bei den Gesteinen vom Bielstein zwischen Olpe und Altenhundem und Burhagen bei Altenhundem, die zu den quarzfreien flaserigen Lenneporphyren von Dechen's gehören. Die Fragmente von Quarz fehlen hier; solche von vorwiegend gestreiftem Feldspath sind ziemlich reichlich vorhanden und lassen es nicht unmöglich erscheinen, dass das Gestein ursprünglich ein Keratophyrtuff war. Die Aschentheilchen treten

sehr zurück, Fragmente von kohlereichem Schiefer sind nicht selten und zumeist auffallend rundlich. Die Hauptmasse des Gesteins aber besteht aus eigenthümlichen, bald stabförmigen, bald keulenförmigen, bald drei- oder mehrseitigen, concavbogig begrenzten Körperchen (cf. Taf. III Fig. 3 u. 4), welche bald aus einer centralen chloritähnlichen Substanz und peripherischem sehr feinschuppigem Sericit, oder ganz aus Sericit, seltener aus einem Gemenge von Quarz und Feldspath (?Albit) mit einer Sericithülle bestehen. Auch ein rhomboëdrischer Carbonspath oder ein Gemenge dieses mit Chlorit bildet hie und da die Concavbogen-Körper. Wie immer auch der Bestand sei, die Anordnung der Gemengtheile in diesen Concavbogen-Körpern ist analog derjenigen in einer Mandel, roh concentrisch und centripetal-stenglig. Zwischen diesen concavbogigen Concretionen hin ziehen sich Schnüre eines feinkörnigen Quarz-Feldspath-(?Albit)-Aggregates.

Auf diese in gewissen Porphyroïden ungeheuer verbreitete und höchst characteristische Structur hat Lossen zuerst aufmerksam gemacht und ihre mögliche Bedeutung für die Bestimmung des ursprünglichen Gesteins in das rechte Licht gesetzt. Dieselbe mit Sicherheit zu deuten, ist noch nicht möglich. Man könnte die Form anscheinend wohl aus der Lapillinatur des ursprünglichen Bestandes ableiten, nach Analogie der über das Gestein vom Jagdschloss Röspe mitgetheilten Beobachtungen. In gewissen Fällen mag das auch zutreffen, aber im vorliegenden Falle hätte man die Lapilli-Interstitien der Lapilli ohne die Lapilli selbst. Man wird für andere Fälle, vielleicht auch für den vorliegenden. diese eigenthümlichen Formen aus der ursprünglichen Gestalt der Aschentheilehen selbst ableiten können; die winzigen Glasscherben der sehr feinen, sauren, vulkanischen Aschen zeigen gelegentlich sehr mannichfache concavbogige Formen, die z. Th. in nicht geringem Maasse denen in den Gesteinen von Altenhundem ähneln. Man könnte endlich an Durchschnitte von Petrefacten denken.

Das Auftreten dieser concavbogig begrenzten Durchschnitte in zweifellosen Schieferporphyroïden, z. B. am Pfaffenkopf bei Treseburg am Harz, lehrt indessen, dass diese Formen auch durch ein eigenthümliches, man möchte sagen, launiges Vordringen der Umwandlungsprocesse auf Flächen geringsten Widerstandes, wohl Quetsch- und Gleitflächen im Gestein entstehen können und also nicht entscheidend für die Frage nach dem ursprünglichen Substrat eines porphyroïdisch veränderten Gesteins sind. Man hat in dieser

Erscheinung also wohl eine Migrationsstructur zu sehen, deren eigenthümliche Formen theils durch die Gestalt der fragmentären Bestandmassen des urprünglichen Gesteins, theils durch eine innere Zertümmerung bedingt sein können. So darf es denn nicht auffallen, dass wir dieser Structur selbst in dynamometamorphen Eruptivgesteinen (z. B. in Quarzkeratophyren von der Lenne und von Wales) begegnen.

III. A. b. Die Familie der quarzfreien Porphyre.

Literatur.

F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Halle. 1882. Zeitschr. f. d. ges. Nat. LV. 34—37.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Kristiania. 1882.

— Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. XXVIII. 1884. 253—419.

Corn. Doelter, Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1874. XXIV. 21.

H. von Foullon, Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

Friedrich P. Alex., Das Rothliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgebung des grossen Tafelberges. Halle. 1878.

Joh. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

A. W. Howitt, The rocks of Noyang. Transact. Roy. Soc. Victoria. May 1883. Melbourne.

A. von Lasaulx, Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau. 1874.

— Mineralogisch-petrographische Mittheilungen aus dem Berliner Mineralogischen Museum. III. Über einige Syenitporphyre des südlichen Norwegens. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 721.

H. A. Lossen, Über das Auftreten metamorphischer Gesteine in den alten palaeozoischen Gebirgskernen von den Ardennen bis zum Altvatergebirge und über den Zusammenhang dieses Auftretens mit der Faltenverbiegung (Torsion). Sitzungsber. d. Ver. naturf. Freunde in Berlin. 1885. 78.

— Über Keratophyr. Z. D. G. G. 1881. XXXII. 175. 1882. XXIV. 199 u. 455.

— Über metamorphosirte Eruptiv-, bezw. Tuff-Gesteine vom Schmalenberg bei Harzburg. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Freunde zu Berlin 20. Jan. 1880. No. 1. 1—8.

— Über Porphyroide unter besonderer Berücksichtigung der sog. Flaserporphyre in Westphalen und Nassau. Ibid. 1883. No. 9. 154—178.

— Über die Lagerungsverhältnisse im O und NO des Ober- und Mitteldevonischen

Elbingeroder Muldensystems und der daselbst auftretenden Eruptivgesteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1884. XXI—XL. Berlin. 1885.

H. B. Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lenne-Gebietes in Westphalen. T. M. M. 1877. 127—178.

A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. (3). VII. 1881. No. 11.

H. Möhl, Die Eruptivgesteine Norwegens. Nyt Magazin for Naturvidensk. XXIII. Kristiania. 1877.

O. Mügge, Feldspath aus dem Rhombenporphyr von Christiania. L. J. 1885. II. 107.

A. E. Törnebohm, Rhombporphyren ved Kristiania. G. F. i Stockholm Förhandl. 1875. II. No. 23. 322.

Gust. Tschermak, Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1885. III.

K. Vrbá, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. 1874. LXIX.

E. Weiss, Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. 213—237. Berlin. 1884.

A. Wichmann, Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

Mineralogische Zusammensetzung und Structur der quarzfreien Porphyre.

Die quarzfreien Porphyre stehen zu den Syeniten in einem ähnlichen Verhältniss, wie die Quarzporphyre zu den Graniten; sie sind die Ergussformen derselben. Die Bezeichnung quarzfrei verdienen sie nur, wenn man die Einsprenglinge allein berücksichtigt. Die Grundmasse dieser Gesteine enthält sehr oft Quarz. Auch unter den Einsprenglingen tritt der Quarz gelegentlich in geringer Menge auf, besonders dann, wenn der Alkaligehalt dieser Gesteine kein sehr hoher ist. Man kann danach die quarzfreien Porphyre als palaeovulkanische, durch herrschenden Alkalifeldspath charakterisirte, und durch das Zurücktreten des Quarzes von den Quarzporphyren geschiedene Ergussgesteine von porphyrischer Structur definiren. Die Grenze gegen die Quarzporphyre ist somit eine wenig scharfe. — In manchen Repräsentanten dieser Gruppe, zumal in dem verhältnissmässig kalkreichen Typus spielen Kalknatronfeldspathe eine bedeutende Rolle und bedingen Übergänge in die Porphyritfamilie.

Die quarzfreien Porphyre bilden eine artenreiche Familie. Trotz des in grossen Zügen sehr gleichmässigen mineralogischen Bestandes und allenthalben sehr ähnlicher Structur ist der durch Farbe der Grundmasse, Farbe, Krystallform und Menge der Feldspatheinsprenglinge, Vorhandensein oder Fehlen weiterer älterer

Ausscheidungen bedingte Habitus ein überaus verschiedener. Man kann als allgemein gültige Charaktere für diese Familie betonen: das evidente Herrschen der Feldspathe und das starke Zurücktreten der farbigen Gemengtheile unter den Einsprenglingen, die fast stets holokrystalline Structur und den ganz vorwiegend feldspathigen Bestand der Grundmasse, die leichte Zersetzbarkeit der farbigen Gemengtheile, die Häufigkeit der Carbonate und des Chlorits als secundärer Producte, den Mangel sphärolithischer Gebilde in der Grundmasse.

Die normalen Typen der quarzfreien Porphyre, wie sie als Gänge und Decken z. B. im thüringischen Carbon und Rothliegenden auftreten und mit allerdings geringem Detail von Beyschlag und Friedrich, gelegentlich auch von Weiss beschrieben wurden, scheinen sehr einfach aufgebaute Gesteine zu sein. Sie mögen Orthophyre genannt und können in Biotit-, Amphibol- und Augitorthophyre geschieden werden. Unter den Feldspatheinsprenglingen herrscht ein solcher ohne Zwillingsstreifung, welcher dieselben Formen und Umwandlungsvorgänge wahrnehmen lässt, wie derjenige der Quarzporphyre. Trotzdem dürfte dieser Feldspath vielfach kein normaler Orthoklas sein; das geht aus den Angaben von Beyschlag über den Winkel $a : a = 10^0\ 30'$ auf M bei den Orthoklasen des quarzfreien Porphyrs von Crock, aus einer Analyse des Orthoklas in einem Vorkommen vom Inselberg (mit 4 % CaO) deutlich hervor. — Neben dem Orthoklas tritt ein gestreifter Feldspath unter den Einsprenglingen bald recht reichlich auf (Umgebung des grossen Inselberges), bald fehlt er bis auf geringe Spuren, oder anscheinend gänzlich. Perthitische Verwachsungen dieser zwei Feldspathe werden einmal von Weiss erwähnt. — Von farbigen Gemengtheilen erscheint unter den Einsprenglingen Biotit nach Beyschlag in den Gesteinen der Umgebung von Crock (Gang von Crock, Decke von Merbelsrod), Augit nach Friedrich in den quarzfreien Porphyren der Umgebung des Grossen Inselbergs, während Weiss das Fehlen des Glimmers und der Bisilicate in den spärlich Quarzeinsprenglinge führenden Vorkommnissen der Gegend von Friedrichsroda im nördlichen Thüringer Walde betont (Gabel, Abtsberg, Uebelberg, Röthelgehäu bei Cabarz). Das Fehlen der Bisilicate und des Biotits hebt auch Wichmann von verwandten Gesteinen des Viti-Archipels hervor. Nach Friedrich scheint hie und da Olivin als accessorischer Einsprengling vorzukommen. — Apatit und Eisenerze erweisen sich als sehr alte Ausscheidungen, soweit letztere

(Limonit und Eisenglanz) nicht secundär gebildet wurden. — Zirkon kommt spärlich in verwandten Vogesen-Gesteinen vor.

Die Grundmassen sind mit ganz seltenen Ausnahmen (Gabel nach Weiss, wo eine farblose Basis spärlich erkennbar ist) holokrystallin und bestehen fast ganz aus Feldspathmikrolithen von kurz leistenförmiger bis rectangulärer Gestalt ohne Zwillingsstreifung oder seltener in Zweihälftern. Die Interstitien der Feldspathe sind von Quarz erfüllt. Gelegentlich trifft man sternförmige Gruppirung dieser Feldspathleistchen, die bis zur Ausbildung von Feldspathsphärolithen fortschreiten kann. Sonst ist es für die Grundmassen der quarzfreien Porphyre geradezu charakteristisch, dass die mannichfachen sphärolithischen Gebilde der Quarzporphyrgrundmassen hier ebenso vollständig fehlen, wie jede Andeutung einer mikrofelsitischen Substanz. Das ist offenbar eine Folge der zu geringen Acidität dieser Grundmassen. In denselben sind erdige, staubförmige Massen von Limonit oder Chlorit, aus welchem der Limonit zumeist entstanden sein dürfte, fein vertheilt und bedingen röthlichbraune oder grünliche Farben; dunkle Färbung scheint von fein vertheiltem Magnetit herzurühren. Auch Carbonate sind gewöhnlich in feiner Vertheilung oder (mit Quarz und Limonit vergesellschaftet) in Pseudomorphosen nach Bisilikaten vorhanden. — Fluidale Structurformen sind sehr verbreitet und finden ihren Ausdruck in stromartiger Anordnung der Feldspathmikrolithe um die Einsprenglinge oder um Mandelräume, welche gern mit Chlorit oder Delessit und Calcit, seltener mit Quarz oder Chalcedon erfüllt sind. — Von accessorischen Gemengtheilen ist nur Pyrit zu erwähnen.

Sehr ähnlich sind Gesteine, welche anscheinend lagerförmig in dem südvogesischen Culm, wohl auch im Devon, z. Th. in naher Verbindung mit Labradorporphyriten vorkommen, wie ja auch die thüringischen Repräsentanten mit Augitporphyriten und sog. Melaphyren zusammenliegen. Die Umgebung von Lure, Vescemont und Giromagny liefert Beispiele. Hervorzuheben ist bei diesen, z. Th. zu Elie de Beaumont's porphyres bruns gehörigen Gesteinen die reichliche Anwesenheit von Plagioklas unter den Einsprenglingen. Ob ursprünglich Amphibol oder Augit Einsprenglinge bildete, ist nur sehr selten aus den chloritischen Pseudomorphosen mit Sicherheit erkennbar; doch dürfte beides vorkommen. Die Häufigkeit von Kalknatronfeldspathen mag theilweise die sehr verbreitete Epidotbildung in diesen Gesteinen erklären.

Foullon beschreibt quarzfreie Porphyre aus Werfener Schichten der Gegend von Virpazar in Montenegro, deren Feldspathe glasigen Habitus und zonare Structur besitzen, auch Glaseinschlüsse führen, welche in den derben Feldspathen der bisher genannten Localitäten nicht beobachtet wurden. Als Bisilikat war Augit vorhanden, doch ist derselbe zu Calcit zersetzt, der von Eisenerzkörnchen umrandet wird. Die Grundmasse besteht aus Feldspathleistchen in einer wenig globulitisch gekörnelten Glasbasis.

Nach Michel-Lévy treten quarzfreie Porphyre (er nennt sie Orthophyre) am nördlichen Rande des Beckens von Autun im Morvan und bei Littry (La-Manche) in Kuppen und Decken auf, welche den Habitus der Lamprophyre besitzen, also statt der herrschenden Feldspatheinsprenglinge solche von Biotit und Augit enthalten. Der Augit ist zu einem Gemenge von Chalcedon und Eisenerzen, seltener zu Calcit und Serpentin umgewandelt. Es kommen olivinhaltige Arten vor.

Vielleicht gehört auch hieher ein von v. Lasaulx beschriebener quarzfreier Porphyr von Pieve im Vicentinischen; der farbige Gemengtheil ist Biotit, die Orthoklaseinsprenglinge bilden Zwillinge nach oP, die Grundmasse ist holokrystallin, enthält aber amorphe Kieselsäure, welche durch Alkalicarbonat ausgezogen werden konnte.

In Gangform treten porphyrische Gesteine mit geringem Quarzgehalt in der holokrystallinen Grundmasse bei Piperviksbakken, Oslo am Ekeberg, Enerhougen u. a. O. der Umgebung von Christiania auf. Sie enthalten neben Orthoklas einen gestreiften Feldspath in der Grundmasse und unter den Einsprenglingen. Der farbige Gemengtheil ist Glimmer.

Einen zweiten Typus der quarzfreien Porphyre stellen die Rhombenporphyre des südlichen Norwegens zwischen Christiania und Langesundfjord dar, welche theils deckenförmig, theils gangförmig auftreten. Zu den deckenartigen Vorkommen gehören die in den Sammlungen viel verbreiteten Fundorte Skoumsaas, Strömstad, Bärum, Tönsberg, Ringeriket, Holmstrand (Kjerulf's Feldspathporphyre z. Th.) und Brögger's Närsnäsporphyr von Röken: gangförmig sind die Gesteine von Tyveholmen, Lille Frogner, Vettakollen, Kverner am Ekeberg, Inseln des Bundefjord, und mehreren Orten in Röken und Asker. Das Charakteristische dieser Rhombenporphyre liegt in der Form und chemischen Constitution der Feldspatheinsprenglinge, in dem anscheinend absoluten Mangel primären Quarzes in der Grundmasse und in der Seltenheit der Hornblende

unter den farbigen Gemengtheilen. Sie sind offenbar die Ergussformen der Augitsyenite.

Die Feldspatheinsprenglinge werden von T, l, y meistens im Gleichgewicht begrenzt und bilden einfache Krystalle und Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz, bei denen jedoch die Individuen mit 100 verwachsen sind, sobald die Verwachsungsebene überhaupt eine krystallographische Fläche ist. Dadurch sind die Durchschnitte nach den Spaltflächen in den Handstücken gleichschenklige Dreiecke oder spitze Rhomben nach 001, spitze Rhomben nach 010. Selten tritt M herrschend, T und l untergeordnet auf; dann sind die Spaltflächen nach P Rechtecke begrenzt von M und y, deren Ecken schmal abgestumpft werden von T und l. Sehr charakteristisch ist es, dass der Winkel T : l nicht, wie zu erwarten 118° 47′ ist, sondern unter oft bedeutender Rundung der Flächen stets grösser bis zu 135°. Mügge bemerkt, dass der oft beobachtete Winkel 133° auf ein Prisma (950) hinweist; Brögger sieht in der bis zu Kaulquappenform gehenden Deformation der Durchschnitte, welche besonders an den Salbändern gewisser Gänge sich findet, eine Folge der Krystallisation während des Fliessens des Eruptivmagmas. Dass hier eine chemische Deformation vorliegt, scheint kaum bezweifelt werden zu können; der Mangel eines Triturationsmantels verbietet wohl an eine durch Gebirgsdruck bedingte Kataklase zu denken, obgleich sonst oft reichliche Spuren einer solchen im Gestein vorhanden sind. Ihren Winkelverhältnissen nach gehören diese Feldspathe zu den Anorthoklasen; P : M ist sehr nahezu 90°, P : P′ in den Karlsbader Zwillingen fand Mügge an den Krystallen von Tyveholmen 126° 33′, von Lille Frogner 128° 20′, also nahezu wie bei Orthoklas, die beiden M-Flächen solcher Zwillinge spiegeln nahezu ein, jedenfalls weicht der Winkel M : K nur um Geringes von 90° ab. — Das specifische Gewicht ist wegen der starken und constanten Durchwachsung mit Augit, Olivin und Magnetit nicht mit Sicherheit festzustellen. — Schnitte nach P zeigen bald keinerlei Zwillingslamellirung, ihre Auslöschungsrichtung fällt dann anscheinend genau mit den Spaltrissen nach M zusammen oder weicht doch nur sehr wenig (1°—2°) davon ab; — bald sind über die ganze Fläche oder über einzelne Theile derselben sehr schmale Zwillingslamellen vorhanden und man kann dann eine sehr geringe Auslöschungsschiefe von 1°—2° sicher constatiren. Dabei liegen die polysynthetischen Theile auf der Fläche P bald central, wo die oben genannten Einschlüsse sich häufen, bald peripherisch, wo

die Krystallsubstanz sehr rein ist, bald sind polysynthetische und nicht lamellirte Felder sehr regellos verwoben; fast immer aber ist die Abgrenzung der einfachen und polysynthetischen Flächentheile gegen einander eine sehr verwaschene. Nur wo ungestreifte Feldspathsubstanz einen gestreiften Kern umhüllt, ist die Grenze bisweilen recht deutlich. Man findet auch wohl, dass die gestreiften und ungestreiften Flächentheile sich durch verschiedenen Grad von Durchsichtigkeit unterscheiden. — Schnitte nach M haben keine Zwillingslamellen; die Auslöschungsrichtung auf denselben liegt sehr nahezu parallel der Kante P : M. Die Schiefe gegen diese Kante wurde von Liebisch im Minimum = 0° (Riis), im Maximum zu 1°—2° (Tyveholmen), von Mügge im Minimum = 0°, im Maximum = 3°. von Brögger im Maximum zu 6° 30′ gefunden. — Schnitte senkrecht zu P und M wurden zuerst von Mügge, dann auch von Brögger studirt. Auch hier wechseln gestreifte und ungestreifte Theile ohne scharfe Grenze mit einander ab. Doch sind bei dieser Schnittlage immer Zwillingsstreifen erkennbar, auch wenn sie den Schnitten nach P fehlen. Die Streifen sind auch hier sehr schmal und erschweren dadurch die Messung der Auslöschungsschiefe gegen die Kante K : M. Diese ist oft in einem und demselben Schliffe verschieden gross; Mügge mass 5°—18° und hält die am häufigsten constatirte Schiefe von 14°—14½° für die normale; Brögger fand sie schwankend zwischen wenigen bis zu 22½°. Auch mikroklinartig-gitterförmige Streifung von äusserster Zartheit wurde von beiden Forschern übereinstimmend in solchen Schnitten constatirt. Mügge leitet aus seinen Beobachtungen und chemischen Bestimmungen die Oligoklasnatur dieser Feldspathe ab, Brögger sieht darin einen eigenthümlichen Feldspath, den er Natronmikroklin nennt. — Die chemische Zusammensetzung scheint weder in dem Verhältniss von Kali und Natron, noch in der Kalkmenge eine ganz constante zu sein: jedenfalls gehören aber diese Feldspathe zu den Anorthoklasen oder stehen ihnen doch sehr nahe, wenn sie nicht sehr innige Gemenge mehrerer Feldspatharten darstellen.

Die Grundmasse der Rhombenporphyre ist im Allgemeinen holokrystallin mit einer nach den Grenzflächen der Gesteine hin oft stark abnehmenden Korngrösse. Dieselbe besteht zum weitaus grössten Theile aus kurzen und breiten Feldspathleisten, etwa doppelt, selten dreimal so lang als breit. Mit abnehmender Korngrösse der Grundmasse werden die Feldspathleisten oft schmäler und länger. Die Grundmasse-Feldspathe sind mehr oder weniger

vollkommen idiomorph, aber ihre Umrisse lassen eine Begrenzung analog derjenigen der Einsprenglinge nicht annehmen; sie müssen vielmehr P und M als herrschende Begrenzungselemente besitzen. Die weitaus meisten derselben zeigen keine Zwillingslamellirung; wo diese vorhanden ist, sind die Lamellen schmal, die Auslöschungsschiefen gering. Das letztere gilt auch für die ungestreiften Durchschnitte, die entweder genau parallel ihrer Längsrichtung oder nur wenig schief gegen diese zwischen gekreuzten Nicols dunkel werden. Mikroklinartige Gitterstreifung ist recht selten. Regellose Wechsel gestreifter und ungestreifter Partien in demselben Individuum wurden oft beobachtet. Sehr oft begegnet man undulöser oder in wenig scharf abgegrenzten Flecken verschiedener Auslöschung (Hof Riis und Lille Frogner), welche bis zu deutlichen Phänomenen mechanischer Kataklase sich steigern kann. Die Grundmasse-Feldspathe besitzen nicht die Interpositionen von Augit, Olivin, Apatit und Eisenerz, welche die Einsprenglinge erfüllen. Sie sind oft frischer als jene; beide liefern blättrige, farblose oder hellgrünliche Zersetzungsproducte, die ich eher für Glimmer, als für Kaolin halten möchte.

In meistens nur recht untergeordneter Quantität enthält die Grundmasse Augit in Körnern oder in wenig deutlicher Krystallbegrenzung von bräunlicher bis rosarother, sehr selten grünlicher Farbe, und dunkelbraunen Biotit mit idiomorpher, öfter als mit allotriomorpher, Begrenzung. Der Augit scheint sehr leicht zu verwittern und ist bald in Chlorit oder Serpentin mit Carbonaten, bald in Eisenerze und Quarz umgewandelt. Ihm dürfte vorwiegend der allgemein verbreitete Gehalt an Calcithäutchen und Körnern entstammen, der die Grundmasse durchspickt. Der Biotit wird in Chlorit umgewandelt. — Olivin oder seine Pseudomorphosen (Serpentin) bildet theils wohl begrenzte Krystalle, theils rundliche Körner; im frischen Zustande ist er deutlich grün gefärbt; er fehlt manchen Präparaten ganz. — Die Eisenerze scheinen nach den oft zu beobachtenden Leukoxen-Rändern titanhaltig zu sein. — Apatit in sicher bestimmbaren dickern Säulchen ist recht reichlich vorhanden. Ausserdem ist die Grundmasse mit zahllosen langen und schmalen Nadeln durchwoben, die sich nicht sicher bestimmen lassen. Dieselben dürften kaum mit Recht alle zum Apatit gerechnet werden. — Accessorische Gemengtheile fehlen, wenn man vom Olivin absieht.

Die Structur der Grundmasse, in welcher oft eine deutlich fluidale Anordnung der Feldspathleisten wahrnehmbar ist, klingt oft

an diejenige sehr augitarmer Diabase an; umsomehr so, je länger leistenförmig die Feldspathe sind. Bei kurz-rectangulärer Ausbildung dieser nähert sich die Structur auffallend derjenigen glimmerarmer syenitischer Lamprophyre. — Amorph erstarrte Reste des Gesteinsmagmas wurden nirgends beobachtet. Doch finden sich um so besser erkennbar, je dünner die Präparate sind, in den eckigen, sehr kleinen Zwischenräumen der Grundmasse-Feldspathe (Tyveholmen, Pfohren, Skoumsaas) theils kryptokrystalline Aggregate, theils sphärolithische Gebilde von optisch positivem Charakter, die ich für Muscovit (Sericit) halte, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit aus einer ursprünglich amorphen Mesostasis hervorgegangen sind. In diesen kryptokrystallinen Aggregaten dürften manche Körnchen dem Quarz angehören.

Durch den Mangel des Olivins unterscheidet sich der von Brögger dem Rhombenporphyr zugerechnete Närsnäsporphyr, welcher an einer Stelle bei Närsnäs Mandelsteinstructur annimmt. Die bis zu 10 cm grossen flachen Mandelräume sind mit Calcit, Fluorit und Pyrit erfüllt. An den Grenzflächen im Liegenden fehlen die Einsprenglinge und ein solches dichtes Gestein hat die Mandelsteinstructur. Auch sind diese randlichen Verdichtungsfacies nicht panidiomorph, sondern allotriomorph-körnig ausgebildet, oder aber der Feldspath aggregirt sich in charakteristischer Weise zu divergirenden Bündeln.

Durch diese allotriomorph-körnige Grundmasse ist auch ein Rhombenporphyr ausgezeichnet, der am Tonsenaas bei Christiania im Amphibolgranitit als Einschluss vorkommt, sowie ein rhombenporphyrisches Ganggestein im Granitit an dem Heivand am Wege von Skien nach Slemdal. Im erstgenannten Vorkommen ist der Biotit durchaus idiomorph, der Augit dagegen allotriomorph, Olivin fehlt. Am zweitgenannten Fundort fehlt dem Gestein der Olivin und Augit; die Grundmasse-Feldspathe umschliessen Magnetit und Glimmerschuppen und zeigen keine Spur von Zwillingsstreifung.

Hornblende wurde nur spärlich in einem deckenförmigen Rhombenporphyr von Bärum bei Christiania und von Liebisch in einem Rhombenporphyrgang von Sundvolden in Ringeriget am Stemfjord beobachtet.

Gümbel* belegte mit dem Namen Keratophyr ein „sehr vielgestaltiges quarzführendes Orthoklas-Plagioklasgestein mit anschei-

* Palaeolithische Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. München 1874. 43—48.

nend dichter hornfelsartiger, aber doch mehr oder weniger deutlich feinkrystallinisch-körniger Grundmasse und darin eingesprengten Feldspathnädelchen von vorherrschend regelmässigem, rectangulärem Durchschnitt nebst Putzen (nie Krystallen) von Quarz, Körnchen von Magneteisen, vereinzelten Blättchen braunen Glimmers und Spuren von zersetzter Hornblende." Dasselbe tritt im Fichtelgebirge meistens in Vergesellschaftung mit den quarzitischen Schichtgesteinen der Phykodenschiefer in Lagergängen von bedeutender Ausdehnung zu Tage. Alle äusserlich noch so unähnlichen Modificationen dieses Gesteins lassen sich bei aufmerksamem Verfolgen der Veränderungen im Fortstreichen deutlich als in einander verlaufend und von einer gemeinschaftlichen Stammader ausgehend erkennen. Die extremsten Formen sind einerseits (Reizenstein) eine granitische Ausbildung, anderseits eine rein aphanitische ohne Ausscheidungen von Gemengtheilen und von quarzitisch hornfelsartigem Aussehen. Zwischen diesen Extremen werden durch porphyrartige Glieder die Übergänge vermittelt. Chemisch sind diese Gesteine durch hohen Gehalt an Alkalien mit herrschendem Natron und stark zurücktretenden Procentsatz von alkalischen Erden, sowie recht wechselnde Kieselsäuremengen charakterisirt. Um die Erforschung des Keratophyrtypus nach chemischer, mikroskopischer, wie geologischer Richtung hin hat sich Lossen die grössten Verdienste erworben. Er stellte die Verbreitung dieses Gesteinstypus in den palaeozoischen Gebieten von Sachsen, Westfalen, Nassau und besonders in verschiedenen Horizonten des Harzer Devons in der Umgebung von Rübeland, Elbingerode, Blankenburg und Hüttenrode fest und fixirte den Begriff des Keratophyr als eines „palaeoplutonischen Natronsyenitporphyrs". Nach der in diesem Buche benutzten Terminologie definiren wir den Keratophyr als ein bald quarzfreies, bald quarzhaltiges, durch natronreiche Alkalifeldspathe charakterisirtes palaeovulkanisches Effusivgestein, welches bisher mit Sicherheit nur aus dem schiefrigen Übergangsgebirge bekannt wurde. Die Zugehörigkeit zu diesem giebt sich an allen untersuchten Vorkommnissen durch unverkennbare mechanische Deformationen der Gemengtheile kund. Die im Folgenden gegebene Charakteristik der Keratophyre, die nach dem Gesagten in manchen Repräsentanten zu der unmittelbar vorhergehenden Gruppe der quarzporphyrischen Gesteine gehören würden, stützt sich auf die Schilderungen Gümbel's, Lossen's und die eigenen Beobachtungen an fichtelgebirgischen Vorkommnissen vom Alsenberge, Brücklesacker, Rosenbühl,

Kautendorf und Neutauberlitz in der näheren und ferneren Umgebung von Hof, welche ich Herrn v. Gümbel's, von Lastau im Muldethal, welche ich Herm. Credner's, von Noyang, welche ich A. W. Howitt's und zahlreicher Harzer und westfälischer Fundorte, welche ich fast ausschliesslich Lossen's Liebenswürdigkeit verdanke.

Alle Vorkommnisse haben gemeinsam das starke Vorherrschen des Feldspaths in Grundmasse und Einsprenglingen; in letzterer Form dürfte makroskopisch kaum ein anderes Mineral (von meist spärlichem, nur bei einer Abtheilung, den Quarzkeratophyren, reichlichem Quarz abgesehen) vorkommen. Unter den farbigen Gemengtheilen ist ein hellgrünlicher bis fast farbloser Augit in mikroskopischen Krystallen der Diopsidform als älterer Gemengtheil am häufigsten, brauner Glimmer seltener, eine eigenthümliche alkalireiche Hornblende anscheinend nur local vorhanden. Die Bisilikate und die Glimmer werden überaus leicht in Schuppen und Sphärokrystalle von Chlorit (die Sphärokrystalle sind optisch positiv) oder wohl auch von Serpentin umgewandelt unter gleichzeitiger Auscheidung von Quarz, Calcit und Eisenerzen. Diese Umwandlung bedingt die so oft grüne Farbe der Gesteine. Wo der Chlorit in üblicher Weise zersetzt wird und an seiner Stelle Limonit zurückbleibt, werden die Gesteine braun. — Quarz ist von einigen fichtelgebirgischen, westfälischen, australischen und den Vorkommnissen des sächsischen Devons von Frohburg, Langenleuba und Lastau abgesehen, nur in der Grundmasse vorhanden oder bildet Trümer im Gestein. Das Eisenerz, dessen Menge nie eine grosse ist, scheint nach der häufig zu beobachtenden Leukoxen-Pseudomorphose titanhaltig zu sein. Zirkon ist in den saureren Keratophyren stets und nicht spärlich, in den basischeren wohl auch allgemein, aber spärlich vorhanden. — Der Apatit-Gehalt ist nirgends gross.

Die niemals grossen Feldspatheinsprenglinge müssen nach den entweder quadratischen oder kurz-rectangulären Durchschnitten vorwiegend durch die Flächen P, M und y begrenzt sein. Sie zeigen sehr selten unzweideutige chemische (Bielstein bei Blankenburg), sehr oft dagegen mechanische Deformationen, die sich von undulöser Auslöschung bis zu vollständiger Zertrümmerung in zahlreiche Fragmente steigern können, in deren jedem eine andere optische Orientirung herrscht, die aber fest verbunden und anscheinend durch Feldspathsubstanz verkittet sind. Randliche Kataklase, wie sie in den hypidiomorphen Tiefengesteinen so verbreitet ist, fehlt hier, wie allgemein in den porphyrischen Formen. In hohem

Grade ist die von Lossen hervorgehobene mikroperthitische Durchwachsung mehrerer Feldspatharten in einem und demselben Individuum charakteristisch; es wechseln in unregelmässig eckigen, wohl auch rundlichen Feldern zwillingsgestreifte und einheitliche Theile. Es ist wahrscheinlich, aber bisher nicht erwiesen, dass mit dieser mikroperthitischen Durchwachsung identisch ist der regellose Wechsel von helleren und trüben Stellen im Feldspath, die dann zwischen gekreuzten Nicols nicht nur verschiedene Lage der Auslöschungsrichtungen, sondern auch verschieden hohe Doppelbrechung, aber keine Zwillingsstructur wahrnehmen lassen. Da bisher orientirte Schnitte aus solchen Feldspathen nicht untersucht worden sind, so gründet sich die Deutung derselben auf ein Orthoklas-Albit-Gemenge wesentlich auf die chemische Analyse der Gesteine. Trotz des niedrigen Kalkgehaltes dieser ist die Möglichkeit, dass anorthoklastische Feldspathe vorhanden seien, nicht ausgeschlossen. In manchen Vorkommnissen treten diese mikroperthitischen Feldspathe sehr zurück oder fehlen ganz. Ob dann der Feldspath ein anderer sei, bleibt noch zweifelhaft; es giebt Keratophyre mit vorherrschendem Kaligehalt, die Kalikeratophyre Lossen's, deren Feldspathe trotzdem ganz vorherrschend fein zwillinggestreift und wohl Anorthoklase sind (Bielstein bei Blankenburg, Hamburger Dichtung). — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist häufig, solche nach dem Bavenoer Gesetz selten (Rosenbühl bei Hof). In allen Einsprenglingen sind die Auslöschungsschiefen gering und schliessen ein reichliches Vorhandensein basischer Mischungen entschieden aus. Die Feldspathe verwittern zu sehr feinblättrigen Aggregaten, die sich nicht mit einiger Sicherheit als Kaolin oder Muscovit unterscheiden lassen. Eine stark wolkige Trübung beobachtete Rothpletz an dem von ihm als Quarzdioritporphyr (Erläuterungen zu Blatt Langenleuba der geologischen Specialkarte des Königreich Sachsen p. 15) beschriebenen Quarzkeratophyr von Niederlastau; dieselbe bedingt eine tintenschwarze Farbe des Feldspaths im Gestein.

Die Quarzeinsprenglinge zeigen nur da, wo das Gestein keine oder doch nur geringe dynamometamorphe Veränderungen erkennen lässt, wie bei Lastau und Noyang z. B., die Dihexaëderform. Sonst bilden sie scharfkantige und eckige Körner. Man kennt bisher keine Glaseinschlüsse aus denselben.

Die Annahme, dass die unter den Einsprenglingen in wechselnder Menge auftretenden lamellenfreien Feldspathe Orthoklas,

die durchweg verzwillingten Albit seien, bedarf noch des Nachweises, der vielleicht durch mechanische Trennung zu liefern wäre.

Die Altersbeziehungen der Feldspatheinsprenglinge zu den malakolithischen Pyroxen-Einsprenglingen sind nicht sicher zu erkennen; in vielen Gesteinen sind alle Bisilikate chloritisirt und der Nachweis, welches vorhanden war, nur selten aus der Umgrenzung zu liefern. — Der Biotit kommt gelegentlich in Chlorit unter Verhältnissen vor, welche die Abstammung des letzteren aus Augit und die secundäre Entstehung des Biotit wahrscheinlich machen (Elsner's Bruch bei Blankenburg). — In einem körnigen Keratophyr vom Bärenrücken bei Blankenburg fehlt der Augit; er wird durch ein blaues Amphibolmineral von eigenthümlichen Eigenschaften ersetzt, welches identisch mit dem blauen Amphibolmineral in der Minette von Wackenbach bei Schirmeck (S. 312) zu sein scheint.

Die normalen Keratophyre, ob quarzhaltig, ob quarzfrei, sind deutlich porphyrische Gesteine. Ihre Grundmasse ist substanziell vorwiegend eine feldspathige, bei den sauren Gliedern eine aus Feldspath und Quarz gemengte, und sehr oft gesellt sich zu den krystallinen Gemengtheilen derselben in wechselnder, niemals in grosser Menge eine Basis, zumal bei mandelsteinartiger Ausbildung. In feiner Vertheilung dürften alle Grundmassen ursprünglich kleine Mengen von Bisilikaten erhalten haben, weil die Basis, wo sie noch frisch und unverändert ist, mehr oder weniger gefärbt erscheint oder reich an mikrolithischen Eisenerzen (Skelette von Magnetit oder Ilmenit) ist, die den holokrystallinen Grundmassen fehlen und endlich, weil bei der Verwitterung der Basis Chlorit entsteht. Der Bisilikatgehalt der Grundmasse ist durchweg zersetzt und hat Chlorit und Carbonspäthe geliefert, die recht gleichmässig verbreitet sind.

Die holokrystallinen Grundmassen bestehen bald aus kurz und breit leistenförmigen Feldspathmikrolithen (Ortsberg bei Elbingerode), bald sind diese recht lang und schmal (Ziegenkopf, Bielstein bei Blankenburg). Im Allgemeinen ist die Streifung nach dem Albitgesetz bei den ersteren selten, bei den zweiten häufig. In letzterem Falle begegnet man oft einer sphärolithischen Anordnung der Feldspathleisten. In beiden Fällen ist die Structur der Grundmasse eine panidiomorph-körnige und verliert diesen Charakter auch dann eigentlich nicht, wenn kleine Mengen von Quarz zwischen die Feldspathmikrolithe eingeklemmt sind. Im ersten Fall ähnelt der Habitus derselben derjenigen mancher feldspatharmen Phono-

lithe oder feldspathreichen Lamprophyre, im zweiten ist er derjenigen der Trachyte nicht unähnlich und oft evident fluidal. — Bei den quarzfreien Keratophyren schiebt sich zwischen die Feldspathmikrolithe gern in geringer Menge eine, allerdings meist mehr oder weniger durch Verwitterung chloritisirte und in unbestimmbar kryptokrystalline Aggregate umgewandelte Basis ein, die besonders reichlich und verhältnissmässig unverändert in schmäleren und breiteren Zonen die mit Chlorit ausgepolsterten und mit Calcit erfüllten Mandeln umsäumt (Stahlberg, Staufenberg bei Michaelstein, Hasselfelde-Rübeland u. a. O.). Solche hypokrystalline Grundmassen sind mir von keinem fichtelgebirgischen Keratophyr bekannt worden. — Farblos ist die sehr spärliche Basis in einem Quarzkeratophyr vom Mühlenthal bei Elbingerode.

Auch die Grundmassen der Keratophyre zeigen oft mechanische Deformationen; die kleinen Feldspathmikrolithe löschen undulös aus, sind zu eckig-körnigen Aggregaten zertrümmert, oder wohl auch, wenn lang leistenförmig, gebogen. In einem Keratophyr vom Ziegenkopf-Gipfel bei Blankenburg waren sie geradezu halbbogenförmig gekrümmt*. Ebenso sind die Zwillingslamellen der die Mandeln füllenden, fast stets aus einem polysynthetischen Individuum bestehenden Calcite mehrfach verbogen. Solche Deformationen steigern sich in einem durch grosse mikroperthitische Einsprenglinge (auch sie sind stark deformirt) ausgezeichneten Keratophyr vom Garkenholz bei Rübeland zur Entwicklung förmlicher Quetschzonen. Es ziehen dann schmale Bänder allotriomorph-körniger Aggregate von nicht sicher bestimmbarer Zusammensetzung durch die ausserhalb dieser Zonen normal struirte Grundmasse. Man glaubt hie und da in solchen Quetschzonen eine feine Sericitflaser zu erkennen.

Diese dynamometamorphen Structurveränderungen treten besonders in den fichtelgebirgischen und westfälischen, verhältnissmässig quarzreichen Keratophyren hervor. So wechseln in dem Gestein vom Alsenberg bei Hof sehr feinkörnige allotriomorphe Aggregate von Quarz und Feldspath in der Grundmasse in abrupter Weise mit solchen Stellen, wo die Grundmasse aus langen, allerdings auch oft wellig auslöschenden, oder zertrümmerten Feldspathleisten und grösseren Quarzkörnern besteht. In andern Schliffen scheinen diese beiden

* Wäre die Krümmung der Feldspathmikrolithe allein vorhanden, so würde sich dieselbe einfacher als eine trichitoide Wachsthumsform erklären lassen, deren Auftreten zumal in Verbindung mit den sphärolithischen Aggregaten dieses Minerals nichts Auffallendes hätte.

Ausbildungsformen in einander überzugehen. Dabei durchtrümern auch hier flasrige und deutlich sericitreiche Quetschzonen das Gestein. Auch die Einsprenglinge sind in eckig-körnige Aggregate. bei oft recht vollkommener Erhaltung der äusseren Form, zerdrückt. Besonders solche stark deformirte Gesteine führen auch die von Gümbel als charakteristisch hervorgehobenen Quarztrümer. — Ähnlich verhält sich das Gestein vom Rosenbühl bei Hof; in diesem finden sich auch mehr oder weniger scharf- und geradkantige, seltener ganz rundliche Partien, die aus einem kryptokrystallinen allotriomorphkörnigen Aggregat unbestimmbarer Natur und farblosen Sphärolithen von positivem Charakter (? Sericit) bestehen. die wohl Feldspathpseudomorphosen sind. — Als eine extreme Form solcher structureller Dynamometamorphosen sind vielleicht solche Keratophyre anzusehen, welche durchweg aus einem allotriomorphkörnigen, mikro- bis kryptokrystallinen Quarz-Feldspath-Aggregat mit Sericit bestehen, wie das Vorkommen von Kautendorf im Fichtelgebirge und Eichhagen bei Olpe. Die Unterscheidung solcher Keratophyre von Keratophyrtuffen und von Porphyroïden auf mikroskopischem oder chemischem Wege darf in vielen Fällen geradezu als unmöglich bezeichnet werden. Zunächst ist man dafür noch auf den geologischen Verband angewiesen.

Körnige (also granitische oder syenitische) Facies der Keratophyre treten im Harz und im Fichtelgebirge auf. Im erstgenannten Gebirge ist diese Structurform besonders normal entwickelt (Elsner's Bruch, Hamburgs Dichtung und Bärenrücken bei Blankenburg) und steht bald der hypidiomorph-körnigen der Tiefengesteine, öfter noch der panidiomorph-körnigen der Ganggesteine am nächsten. Es wechseln dann auch dunklergefärbte basischere, und hellergefärbte saurere Theile derart, dass die ersteren offenbar ältere Ausscheidungen darstellen, ähnlich wie in den typischen Tiefengesteinen. — Granophyrische Facies ziemlich monotonen Charakters, wobei Quarz und Feldspath nur die schriftgranitischen Durchdringungen, nicht die pseudosphärolithischen Gemenge bilden, zeigt ein Quarzkeratophyr von Neutauberlitz im Fichtelgebirge. Die Feldspathe sind typisch mikroperthitisch und z. Th. heller und trüber fleckig. Kleine Quantitäten einer mikrokrystallinen Grundmasse sind sericitisch verändert.

Es ist zu betonen, dass unveränderte mikrofelsitische Facies*

* Die Quarzkeratophyre von Pasel an der Lenne dürften wohl ursprünglich eine mikrofelsitische Ausbildung der Grundmasse besessen haben, welche aber

von Quarzkeratophyren bisher in Europa kaum beobachtet wurden. Dieselben treten jedoch in typischer Ausbildung nach den Beschreibungen von Howitt im District von Noyang, Omeo, Gippsland, Victoria auf. Derselbe liegt im Thalgebiet des Tambo-Flusses am westlichen Abhang des 3000 Fuss hohen Mount Elizabeth des höchsten Punktes einer Kette, welche nach N. von krystallinen und halbkrystallinen Schiefern begrenzt wird, nach W. aus einem System unterpalaeozoischer Schiefer und Sandsteine besteht, in deren Quarzgängen fast alle Goldgruben von Gippsland liegen, während nach O. und S. die Intrusivmassen des Buchan- und Snowy River-Districts auftreten. Die Quarzkeratophyre, welche von Howitt, der ihren Feldspath richtig als Albit erkannte, Quarzporphyrite und Quarzglimmerporphyrite genannt werden, durchsetzen gangförmig ein Quarzglimmerdioritmassiv und dessen hornfelsartig veränderten Schiefermantel (cf. oben S. 24) und scheinen auch als Randfacies des Tiefengesteines ausgebildet zu sein. Dieselben ähneln makroskopisch z. Th. in hohem Grade den westfälischen Quarzkeratophyren*, zeigen auch deutliche Spuren von Druckwirkungen. Sie sind besonders durch die mannichfaltige Entwicklung ihrer Grundmasse interessant, welche bald allotriomorph-körnig, bald granophyrisch, bald mikrofelsitisch ist, auch wohl streifenartigen Wechsel dieser Ausbildungsformen wahrnehmen lässt, wie er sich an Quarzporphyren nicht selten findet. Diese Quarzglimmerkeratophyre und Quarzkeratophyre von Noyang werden ebenso, wie der Quarzglimmerdiorit und dessen Schiefermantel von Diabas gangförmig durchsetzt.

Verbeek (Topograph. en geolog. Beschrijving van en gedeelte van Sumatra's Westkust pag. 227) beschreibt als Epidiorit ein Gestein aus dem Flusse Silaki im Siboemboem-Gebirge auf Sumatra, welches nach Zusammensetzung und Structur ziemlich genau den phonolithähnlichen Keratophyren des Harzes entspricht, soweit ich aus einem mir vorliegenden Handstück beurtheilen kann, welches ich Herrn Verbeek's Güte verdanke. Die in Einsprenglingen und in der Grundmasse auftretende grüne Hornblende hat anscheinend

---

durch Dynamometamorphose mikrokrystallin und z. Th. sericitisch wurde. Für diese Annahme spricht das Auftreten sphärolithischer Gebilde und fluidaler Phänomene.

* Die Quarzdihexaëder derselben zeigen zwischen gekreuzten Nicols die zwillingsartige Streifung parallel den Projectionen der Rhomboëderflächen auf die Schnitte, welche bei manchen Quarzporphyren (cf. S. 355) erwähnt wurden.

Uralitcharakter, was auch Verbeek in der Beschreibung und in der Benennung des Gesteins hervorhebt.

Man wird versucht, die von Al. Lagorio (Vergleichend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym, Dorpat) als Meso-Liparite bezeichneten cretacischen Eruptivgesteine nach der von dem Verf. gelieferten Beschreibung und den mitgetheilten Analysen zu den Quarzkeratophyren zu stellen. Lagorio hält die Feldspathe derselben trotz der widersprechenden Ergebnisse der Bauschanalysen (CaO = 0.73, 0.60, 0.41; K_2O = 0.81, 1.52. 1.13; Na_2O = 4.66, 5.01, 6.28) für orthotom, wesentlich weil sie nicht polysynthetisch verzwillingt sind. Dieselben setzen im Neocom am Steilabsturz der Küste bei dem St. Georgskloster, 12 Werst südlich von Sevastopol in einer 3 km langen, bis zu 150 m hohen Klippenreihe auf.

Am Harz sind die Keratophyre durch kalireiche Zwischenglieder (Kalikeratophyre) mit Augit-Orthophyren, d. h. quarzfreien Porphyren, deren farbiger Gemengtheil Augit ist, verbunden. Die Structurformen scheinen bei diesen Gesteinen die gleichen zu sein, wie bei den Keratophyren. Mir wurden nur basishaltige Augit-Orthophyre von der unteren Tiefesitte bei Rübeland und vom Wasserweg bei Blankenburg bekannt; das letztere Gestein führt sehr zierliche Feldspathsphärokrystalle.

Nach Lossen treten Keratophyre im rheinischen und westfälischen Übergangsgebirge bei Oberneisen an der Aar, an der Papiermühle bei Weilburg (Lahnporphyr Koch's) und am rechten Lenne-Ufer unterhalb Pasel im Sauerlande (quarzfreier, massiger Feldspathporphyr v. Dechen's) auf. Auch das früher als quarzfreier Porphyr bezeichnete Gestein von Katzenelnbogen dürfte zu den Keratophyren gehören.

Die nahe mineralogische und chemische Verwandtschaft der basischen Keratophyre mit den Rhombenporphyren geht aus dem Mitgetheilten deutlich hervor. Auch sie sind als Ergussformen augitsyenitischer Magmen, die sich ja oft durch hohen Natrongehalt auszeichnen, zu betrachten.

Metamorphosen der quarzfreien Porphyre.

Innerhalb der Brocken-Contactzone und zwar in der unmittelbaren Nähe des Gabbro vom Schmalenberge bei Harzburg treten eigenthümliche Eruptivgesteine auf, die von Hausmann und Jasche zur Gabbroformation gestellt, von Streng als Orthoklas führend

erkannt, von J. Roth wegen ihres Biotitgehalts neben Orthoklas zur Minette gerechnet wurden. Sie enthalten in einer feinschuppigen bis dichten dunklen Grundmasse theils idiomorphen, theils in rundlichen Massen ausgebildeten, weisslichen Orthoklas. Diese Orthoklase sind zum weitaus grössten Theile Pseudomorphosen. Sie bestehen aus einem regellosen Aggregat, besitzen daher auch nicht die Spaltbarkeit von Orthoklaskrystallen und sind stets wasserhell, während die selteneren wirklichen Orthoklaskrystalle durch Kaolinbildung getrübt sind. Die Substanz der Pseudomorphosen ist wiederum vorwiegend Orthoklas in allotriomorpher Aggregation, vielleicht untermengt mit etwas Quarz; ausserdem enthalten diese Pseudomorphosen sehr häufig kaffeebraunen, selten farblosen Glimmer, indigoblauen oder indigoblau und rothbraun gefleckten Turmalin (er fehlt öfter), hellgelben Augit, strahlsteinähnliche Hornblende und Chlorit in geringen Mengen. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus demselben braunen Glimmer, welcher in den Pseudomorphosen auftritt; daneben aus wasserhellen allotriomorphen Orthoklasaggregaten, etwas hellgelbem Augit, Pyrit und Eisenerzen, die anscheinend bisweilen von Leukoxen umrandet werden. Lossen hält diese Gesteine für contactmetamorphe Formen des Harzer antegranitischen Syenitporphyrs, d. h. der mit dem Keratophyr geologisch äquivalenten Orthophyre.

Die Quarzkeratophyre von Pasel im Lennegebiet zeigen ganz analoge dynamometamorphe Umwandlungen, wie sie von den Quarzporphyren der Bruchhäuser Steine oben S. 413 beschrieben wurden. In geringerem Grade finden sich dieselben bei Lastau; in höchster Entwicklung bei gewissen wohl zum Quarzkeratophyr gehörigen „felsites“ der englischen Autoren aus der Gegend von Conway und Llanberis in Wales.

Tuffe der quarzfreien Porphyre

sind bisher nicht Gegenstand mikroskopischer Untersuchungen gewesen. — Von ganz besonderem Interesse würde das Studium klastischer Gebilde der Keratophyrreihe sein, wie sie nach Gümbel im Fichtelgebirge vorkommen. Derselbe vergleicht ihre Beziehungen zum Keratophyr geradezu mit dem Verhältniss der Schalsteine zum Diabas. — Nach Lossen wäre die Möglichkeit, dass in Keratophyrtuffen das ursprüngliche Substrat gewisser Harzer Porphyroide, die sich durch mikroperthitischen Feldspath auszeichnen, nicht von vornherein von der Hand zu weisen.

III. A. c. Familie der Porphyrite.

Literatur.

Frank D. Adams, Notes on the microscopic structure of some rocks of the Quebec group. Appendix to the Annual Report of the Canadian geolog. Survey for 1882.

Allport, On the diorites of the Warwickshire coalfield. Q. J. g. S. 1879. XXXV. No. 139. 637—642.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington. 1882.

F. Beyschlag, Geognostische Skizze der Umgegend von Crock im Thüringer Wald. Zeitsch. f. d. ges. Naturw. LV. Halle a. S. 1882.

W. Bruhns, Der Porphyritzug von Wilsdruff-Potschappel. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 736.

H. Bücking, Quarzporphyrit von der Kernbachswand, in: H. Spranck, Der Wollenberg bei Wetter und dessen Umgebung. Marburg. 1878.

Al. Cathrein, Beiträge zur Petrographie Tirols. L. J. 1887. I. 157.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Blatt Rossdorf der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt. 1886.

K. de Chrustschoff: Note préliminaire sur la Wolhynite de M. d'Ossowski. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 441.

G. A. Cole, The igneous rocks of Stanner. Geol. Mag. May. 1886 (3). III. No. 263. 219.

G. R. Credner und E. Dathe, Erläuterungen zu Section Leisnig der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1879.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Sectionen Schneeberg und Planitz-Ebersbrunn der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig. 1885.

E. Dathe, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Döbeln. Leipzig. 1879.

A. Delesse, Recherches sur le porphyre rouge antique et sur la syénite rose de l'Egypte. Bull. soc. géol. Fr. (2). VII. 484 et 524. 1850.

Corn. Doelter, Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Süd-Tirols. T. M. M. 1876. 289—308.

— Porphyrit von Lienz. T. M. M. 1874. 89.

J. Durham, On the volcanic rocks of the North-East of Fife, with Appendix by J. W. Judd. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 167. 418—434.

H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—485.

— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.

— Über Porphyrite aus Tirol. Ibid. 1886. XXXVI. 747.

C. W. Gümbel, Die Pflanzenreste-führenden Schichten von Recoaro. Sitz.-Ber. München. Akad. Wiss. 1879.

— Das Gebirge von Lugano. S. M. A. 1880. IV. 569—596. (Geognost. Mittheil. aus den Alpen. VII.)

T. Harada, Das Luganer Eruptivgebiet. L. J. B.-B. 1882. II. 1—48.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Lausigk der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig.

A. W. Howitt, The rocks of Noyang. Transact. Roy. Soc. of Victoria. 1883.

— Supplementary notes on the Diabase rocks of the Buchan district. Roy. Soc. Victoria. Oct. 1884.

C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.

Bundjiro Koto, On some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

Alex. Lagorio, Vergleichend petrographische Studien über die massigen Gesteine der Krym. Dorpat. 1880.

A. von Lasaulx, Über sogenannte Hemithrène und einige andere Gesteine aus dem Gneiss-Granitplateau des Departements Puy-de-Dôme. L. J. 1872. 230—261.

— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286—339.

R. Lepsius, Das westliche Süd-Tyrol. Berlin. 1878.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau. 1874.

K. A. Lossen, Über die Gliederung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rothliegenden zwischen Kirn und St. Wendel. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1883. Berlin. 1884.

— Sogenannter Orthoklasporphyr vom Juhhe auf der Spitze des Lembergs an der Nahe. Z. D. G. G. 1884. XXXV. 211.

J. Macpherson, Estudio geologico y petrografico del Norte de la provincia de Sevilla. Madrid. 1879.

A. Michel-Lévy, Note sur les porphyrites micacées du Morvan. Bull. soc. géol. Fr. 1881 (3). VII. No. 11.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. 1879. LXXIX. März.

Joh. Petersen, Mikroskopische und chemische Untersuchungen am Enstatitporphyrit aus den Cheviot-Hills. Inaug.-Diss. Kiel. 1884.

Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. 1882. V. No. 5. 131.

G. Rose, Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harze. Z. D. G. G. 1859. XI. 280—309.

J. Roth, Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXVI. 1—7.

A. Rothpletz, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Frohburg. Leipzig. 1878.

Fr. Rutley, On brecciated porfido-rosso-antico. Q. J. G. S. 1885. XLI. 157—161.

E. E. Schmid, Die quarzfreien Porphyre des centralen Thüringer Waldgebirges und ihre Begleiter. Jena. 1880.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Schantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

J. Stache und Conr. von John, Das Cevedale-Gebiet als Hauptverbreitungsdistrict dioritischer Porphyrite. Jahrb. k. k. geol. R. 1879. XXIX. 317—404.
Alfr. Stelzner, Petrographische Bemerkungen über Gesteine des Altaï. Aus Cotta's Altaï etc. Leipzig. 1871.
Aug. Streng, Bemerkungen über die krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. L. J. 1872. 261—280.
— Mikroskopische Untersuchung einiger Porphyrite und verwandter Gesteine aus dem Nahe-Gebiete. L. J. 1873. 225 u. 241 sqq.
— Mikroskopische Untersuchung der Porphyrite von Ilfeld. L. J. 1875. 785—811.
E. B. Tawney, Woodwardian laboratory notes. North Wales rocks. Geol. Mag. 1880 (2). VII. No. 191 u. 196. 207—215 u. 452—458.
J. J. Harris Teall, On the Cheviot Andesites and Porphyrites. Geol. Mag. 1883 (2). X. No. 225, 226 u. 228.
— On hypersthene andesite. Ibid. 1883. No. 230.
F. Teller und C. von John, Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntniss der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtyrol. Jahrb. k. k. geol. R. 1882. XXXII. 589—684.
A. E. Törnebohm, Charakteristik af bergartsprof, insamlade af den Svenska expeditionen till Grönland år 1883. G. F. i Stockholm Förhdlg. 1886. VIII. No. 103. 431.
Gust. Tschermak, Quarzführende Plagioklas-Gesteine. S. W. A. LV. Febr. 1867.
Ch. Vélain, Note géologique sur la Sibérie orientale d'après les observations faites par M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. Soc. géol. Fr. 1886 (3). XIV. 132—166.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische Beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.
J. Clifton Ward: On the comparative rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.
W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Montgommery and West Shropshire. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.
A. Wichmann, Über Gesteine von Labrador. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 485.
— Gesteine von Timor. Leiden. 1882.
F. J. Wiik, Mineralogiska och petrografiska meddelanden. 1875. L. J. 1876. 203—210.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Porphyrite.

Unter dem Sammelnamen Porphyrite sollen hier alle diejenigen palaeovulkanischen Ergussgesteine zusammengefasst werden, welche sich durch ihren mineralogischen Bestand als Aequivalente der dioritischen Tiefengesteine documentiren. In denselben wird also neben einem herrschenden Kalk-Natronfeldspath ein dunkler Glimmer oder Amphibol als wesentlicher Gemengtheil vorhanden sein müssen. Neben diesen beiden ist ein Pyroxen des rhombischen oder monoklinen Krystallsystems allgemeiner verbreitet, als in den mineralo-

gisch-äquivalenten Tiefengesteinen. Die Beobachtungen von Teller und v. John an den Klausener Glimmerdioriten haben dargethan, dass in deren porphyrischer Randfacies der Biotit vollständig durch rhombische Pyroxene oder durch Gemenge dieser mit Augit ersetzt werden kann. Man wird daher berechtigt sein, gewisse Ergussgesteine, welche nach ihrem mineralogischen Bestande den Noriten äquivalent sein würden, nach ihrer chemischen Zusammensetzung jedoch den dioritischen Magmen entschieden näher stehen, zu den Porphyriten in obiger Abgrenzung zu stellen, trotzdem sie normal weder Biotit noch Amphibol enthalten. Danach würde sich unter Berücksichtigung der einsprenglingsartig auftretenden Mineralcombinationen eine Gliederung in Glimmerporphyrite, Hornblendeporphyrite und Enstatitporphyrite ergeben, wenn man Enstatit als Sammelnamen für die rhombischen Pyroxene verwendet. Von den beiden ersten Gruppen kennt man Vorkommnisse, welche Quarzeinsprenglinge (erster Generation) besitzen und solche, denen dieselben fehlen. Hierdurch ergeben sich die Unterabtheilungen Quarzglimmerporphyrite und Quarzhornblendeporphyrite. Die Angabe der Hornblende als eines Gemengtheils in dem Gesteinsnamen unterbleibt vielfach, so dass Porphyrit und Quarzporphyrit schlechthin Bezeichnungen für die amphibolhaltigen Glieder der allgemeinen Porphyritreihe sind. — Die Enstatitporphyrite scheinen, soweit sie bisher untersucht wurden, keine normalen Glieder zu besitzen, die Quarzeinsprenglinge erster Generation führten.

Lossen hat darauf hingewiesen, dass manche biotit-, amphibol- und enstatitfreien Eruptivgesteine, welche nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung den Diabasgesteinen äquivalent sind, sowohl nach ihrem geologischen Verbande mit zweifellosen Porphyriten, wie auch nach ihrem chemischen Bestande als Ergussformen dioritischer Magmen zu deuten seien, und hat dabei besonders die Vorkommnisse der obercarbonischen Eruptivformation des Nahegebiets im Auge. Zur Stütze einer solchen Auffassung wird mit Recht auf die Stellung der sauren Augitandesite der neovulkanischen Ergussgesteine hingewiesen; man könnte ferner das gelegentliche Auftreten solcher Augitporphyrite als Randfacies dioritischer Tiefengesteine (Klausen) und als locale Ausbildungsform echt porphyritischer Ergüsse (Gegend von Potschappel) betonen. Von rein petrographischem Standpunkt aus würde das Auftreten von Augitporphyriten als effusiver Aequivalente von Dioriten sich auf doppelte

Weise erklären lassen. Dieselben wären entweder als Biotit-, Amphibol- oder Enstatitporphyrite zu betrachten, deren Biotit, Amphibol oder Enstatit vollkommen resorbirt wäre, wie dieses in analoger Weise für sehr viele Augitandesite thatsächlich nachweisbar ist; oder aber, man müsste annehmen, diese Gesteine hätten die Periode der Biotit-, Amphibol- oder Enstatitbildung übersprungen. Nach der Theorie der vulkanischen Petrogenese, welche den Darstellungen dieses Buchs zu Grunde liegt, wäre anzunehmen, dass in dem ersten dieser Fälle die Gesteinsgrundmasse ganz oder nahezu holokrystallin, jedenfalls wasserfrei sein würde, während im zweiten Fall eine vorwiegend vitrophyre Grundmasse mit mittlerem oder geringem Wassergehalt das wahrscheinliche sein würde. Die spärlichen, bisher sicher beobachteten Thatsachen bestätigen diesen Schluss.

Da für eine sehr grosse Anzahl von Vorkommnissen solcher palaeovulkanischer Plagioklas-Augitgesteine theils die nöthigen geologischen, theils die erforderlichen chemischen Bestimmungen fehlen, so ist hier die Trennung der eigentlichen Augitporphyrite, d. h. der palaeovulkanischen Aequivalente dioritischer Tiefengesteine von palaeovulkanischen Aequivalenten der Gabbro- und Diabas-Reihe, welche dann wohl als olivinfreie Melaphyre zu bezeichnen wären, nicht versucht worden.

Die porphyritischen Gesteine in der hier gegebenen Abgrenzung des Begriffs enthalten ausser den bestimmenden Gemengtheilen (Kalknatronfeldspath mit Biotit, Amphibol oder Enstatit) allgemein geringe Mengen von Eisenerzen (Magnetit oder Ilmenit) und Apatit, sowie vereinzelte Zirkone. Der Quarz ist auf einzelne Abtheilungen dieser Gesteine beschränkt. Orthoklas kommt in gewissen Gruppen reichlich, aber wohl nahezu ausschliesslich in der Grundmasse, in anderen spärlich oder gar nicht vor. Augit begleitet sehr oft den Biotit, Amphibol oder Enstatit. An accessorischen Gemengtheilen ist neben häufigem Pyrit etwa Titanit und Granat als gelegentlich vorkommend zu erwähnen. Verwitterungs- und Umwandlungsprocessen verdanken Calcit, Chlorit, Limonit, Kaolin, Muscovit, Rutil, Zoisit, Epidot u. a. ihre Entstehung.

Einen auffallenden Unterschied im Habitus zeigen die Gemengtheile der porphyritischen Gesteine ziemlich allgemein, je nachdem dieselben im stark gefalteten Gebirge oder in ungestörten Schichtencomplexen auftreten. Das mag z. Th. darin begründet sein, dass bei der grösseren Schwierigkeit der geologischen Deutung dem

Wesen nach intrusive Massen aus der Gruppe der Dioritporphyrite hier irrthümlich zu den effusiven Gesteinen gestellt worden sind. In anderen Fällen ist jedoch der abweichende Habitus der Vorkommnisse im Schiefergebirge sicherlich als ein Product der Gebirgsfaltungsprocesse selbst zu betrachten. Dieser Auffassung würde man mit Unrecht die Thatsache entgegenhalten, dass gelegentlich auch im gefalteten Gebirge der Mineralhabitus porphyritischer Gesteine der normale oder doch ein nur wenig davon verschiedener ist, dass andererseits auch unter gewissen Verhältnissen im ungestörten Gebirge diese Gesteine denselben oder doch einen ähnlichen Habitus besitzen, wie im gefalteten Gebirge. Das vergleichende Studium der entsprechenden neovulkanischen Ergussgesteine lehrt überzeugend, dass Eruptivgesteine unter der intensiven Einwirkung von Thermalgewässern oder ähnlicher Agentien dieselben oder verwandte Umwandlungen erfahren können, wie bei gewaltigen orogenetischen Vorgängen. Die vielfach heute noch nicht erreichbare Sicherheit in der Erkenntniss der jeweils bedingenden Umstände liess hier davon absehen, diese Verhältnisse systematisch zu verwerthen. So musste nothgedrungen Heterogenes zusammengefasst werden; was dadurch die Darstellung einerseits an Objectivität gewann, musste sie andererseits an Klarheit und Durchsichtigkeit einbüssen.

Der Gegensatz von Grundmasse und Einsprenglingen ist bei den porphyritischen Gesteinen derselbe wie bei den porphyrischen; auch die gleichen Schwankungen in den relativen Mengenverhältnissen von Grundmasse und Einsprenglingen kehren hier wieder. Als Einsprenglinge, die schon dem unbewaffneten Auge erkennbar sind, treten Feldspathe, Biotit, Amphibol und Pyroxene auf, unter den accessorischen Gemengtheilen gelegentlich Titanit oder Granat, in den sauersten Abarten auch Quarz.

Unter den Feldspatheinsprenglingen herrschen oder vielmehr sind fast immer ausschliesslich Kalknatronfeldspäthe vorhanden. Der Habitus derselben, wenn unzersetzt, ist meistens mikrotinartig im ungestörten, mehr oder weniger derbe im gefalteten Gebirge. Mit Sicherheit nachgewiesen sind unter den Einsprenglingen der Porphyrite alle Mischungsverhältnisse von den normalen Oligoklasen bis herab zu den sauersten Gliedern der Bytownitreihe. Die Form derselben ist in manchen Gesteinen tafelartig nach M mit schmalem P, T, l, y; in anderen Gesteinen, aber anscheinend seltener, sind die Einsprenglinge prismatisch nach a, die Flächen P

und M im Gleichgewicht, alle andern Flächen stark zurücktretend. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allgemein verbreitet; ebenso ist die Verwachsung zweier nach dem Albitgesetz polysynthetischer Individuen nach dem Karlsbader Gesetz allgemein nachweisbar, meistens in der Form der Juxtaposition mit M als Verwachsungsfläche, seltener als Penetration ausgebildet. — Zwillingsbau nach dem Periklingesetz tritt oft, aber nicht allgemein, zum Albitgesetz hinzu. Auch eine dem Bavenoer Gesetz analoge und andere Zwillingsbildungen kommen gelegentlich vor. — Überaus verbreitet ist ein concentrischer Schalenbau bei den Plagioklaseinsprenglingen aller Abarten der Porphyrite. Die Thatsache, dass dann die Verwitterung vom Centrum nach aussen fortschreitet, so dass randliche Zonen von wechselnder Breite vollkommen wasserhell sind, während im Innern vollständige Trübung durch Kaolinbildung herrscht, die Angreifbarkeit der centralen Theile durch heisse Salzsäure, während die peripherischen durch dieses Reagens nicht angegriffen werden, sowie die von innen nach aussen sich ändernde Lage der Auslöschungsrichtungen lassen diese Zonarstructur als isomorphe Schichtung deuten. Die Schalen werden nach aussen saurer. Vielleicht steht hiermit auch im Zusammenhang die oft centrale Anhäufung von Epidot, Zoisit und Aktinolith in den Plagioklaseinsprenglingen der Porphyrite des Schiefergebirges*. — Die Plagioklase älterer Generation umschliessen gelegentlich diejenigen Gemengtheile, welche vor ihnen zur Ausscheidung gelangten. Sie enthalten in den zweifellos effusiven Massen des ungestörten Gebirges nicht allzuselten Glaseinschlüsse; dagegen fehlen diese, wenigstens im unveränderten Zustande, anscheinend den Porphyriten des gestörten Gebirges. Hier treten dagegen gelegentlich Flüssigkeitseinschlüsse auf. — Die normale Verwitterung führt zur Kaolinbildung unter gleichzeitiger Ausscheidung von Carbonaten, oft auch unter Infiltration von Limonit oder Chlorit, die dann gern den Spaltdurchgängen folgen. Im gefalteten Gebirge findet sich, wie es scheint, mit Vorliebe die Umwandlung zu Epidot, Zoisit und Strahlstein, welche z. Th. jedenfalls unter stofflicher Mitwirkung der übrigen Gemengtheile stattfand. — Zerbrechungen durch die Flussbewegung im erumpirenden Magma sind sehr häufig; mechanische Deformation durch gebirgsbildende Processe mit rand-

* Einen regellosen Wechsel saurer und basischer Zonen giebt Schwerdt von den Einsprenglingen eines Hornblendeporphyrits zwischen Tschifü und Aishantang in China an.

licher Kataklase, undulöser Auslöschung u. s. w. findet sich nur im gefalteten Gebirge.

In der Grundmasse ist der Plagioklas von dem Orthoklas nicht immer mit Sicherheit zu unterscheiden. Man zählt dem ersteren gern die lang leistenförmigen, dem letzteren die kurzrectangulären Individuen zu. Ist das richtig, dann giebt es in nicht geringer Menge Porphyrite, deren Grundmasse plagioklasfrei ist, neben solchen, in denen beide Feldspathe auftreten und solchen, die keinen Orthoklas enthalten. Polysynthetischer Bau ist nur selten, einfache Zwillingsbildung häufiger an den Plagioklasen der Grundmassen zu beobachten.

Als Einsprengling findet sich der Quarz in den porphyritischen Gesteinen nicht gerade sehr verbreitet. Während unter den palaeovulkanischen Effusivgesteinen mit Alkalifeldspathen die quarzhaltigen Glieder entschieden häufiger auftreten, als die quarzfreien, kehrt sich dieses Verhältniss bei den analogen Gesteinen mit Kalknatronfeldspathen dem Anschein nach um. Überdiess ist, wenigstens in einer gewissen Reihe von Porphyriten, die Scheidung der quarzhaltigen und quarzfreien Glieder keine so strenge, wie bei den Porphyren. Man kann es als Regel aufstellen, dass die Porphyrite, in deren Grundmasse kurzrectangulärer Feldspath herrscht, gern Quarzeinsprenglinge führen, während diejenigen mit leistenförmigem Grundmassefeldspath ihn nur selten enthalten. Wo der Quarz unter den Ausscheidungen älterer Generation vorkommt, hat er durchaus dieselben Eigenschaften, wie in den Quarzporphyren. — In der Grundmasse ist der Quarz bei holokrystalliner Ausbildung derselben nicht selten und auch hier offenbar am häufigsten, wenn der Feldspath kurzrectanguläre Durchschnitte zeigt. Vertheilung und Eigenschaften sind auch hier genau dieselben, wie bei den Quarzporphyren.

Der Biotit erscheint in dünneren oder dickeren hexagonalen, sehr selten verzwillingten Tafeln, welche im frischen Zustande ausnahmslos braun sind; die Farbe pflegt tiefer und damit die Absorption kräftiger zu sein in den normalen Porphyriten, als in denen des Schiefergebirges. Derselbe scheint fast durchweg zum Meroxen zu gehören; doch erwies er sich als Anomit in einem Glimmerporphyrite von Allzunah im Rgbz. Erfurt. Die Axenebene lag parallel zu den Spalten der Druckfigur, welche senkrecht auf der Begrenzung der Blättchen standen. Diese Druckfiguren kommen nicht allzuselten in thüringischen Glimmerporphyriten vor; auf den Spalten ist

dann gern Eisenerz abgeschieden. Verbiegungen der Blättchen sind sehr häufig; randliche Corrosionen besonders in den normalen Deckenporphyriten verbreitet. In diesen sind die Biotite auch nicht eben selten von einem Kranze dunkler Körner umsäumt, der in der Literatur oft als Opacitrand bezeichnet wird; derselbe hat sich offenbar auf Kosten des Biotit gebildet, denn er hat die hexagonale Form desselben und wächst nach innen, so dass seine Breite umgekehrt proportional zur Grösse des erhaltenen Biotits ist. Ätzt man diesen Rand, so kommen unter dem sich auflösenden Magnetit kleine Körnchen und Säulchen von grünem Augit und Gesteinsgrundmasse zu Tage. Das Phänomen ist demnach ein Act magmatischer Resorption, bei welchem unter Ausscheidung von Magnetit aus dem Magma an Stelle des sich lösenden Biotits Augit auskrystallisirte. Diese Resorption kann eine vollständige werden. Man sieht dann hexagonale und leistenförmige Anhäufungen opaker Eisenerze an Stelle der Biotite. In den Porphyriten des Schiefergebirges sind nur selten Spuren dieses Vorgangs zu entdecken. — Zonare Structur der Biotite kommt in den Porphyriten nur spärlich vor, der Rand ist dann dunkler als das Centrum. — Als Einschlüsse treten gern Eisenerze, Apatit und Zirkon auf. — Die Verwitterungserscheinungen sind die normalen. Bei der Umwandlung zu Chlorit scheiden sich bisweilen unter 60° sich schneidende Systeme von nadelförmigen Mikrolithen aus, deren Längsaxen senkrecht gegen die Umrandung des Glimmers stehen. Dieselben waren in einigen Fällen als Rutil zu bestimmen. — Als Gemengtheil der Grundmasse findet sich Biotit oft in den dioritischen Porphyriten des Schiefergebirges, nie oder doch gewiss sehr selten in den normalen Deckenporphyriten.

Die Hornblende der Porphyrite ist sattbraun mit sehr starker Absorption der nach c und b schwingenden, mit gelber Farbe der nach a schwingenden Strahlen in den normalen Porphyriten des ungestörten Gebirges; sie ist grün oder bräunlichgrün, auch wohl violettgrünlich mit weit schwächerem Pleochroismus, oft auch mit merklich schwächerer Doppelbrechung in den Porphyriten des gefalteten Gebirges. Die Form ist prismatisch durch (110), (010) und seltener (100); terminal findet sich bald (11$\bar{1}$), bald (001) oder (011) (001), oder die Krystalle enden wohl auch zackig. Die Formen bleiben die gleichen, ob nach dem optischen Verhalten basaltische oder gemeine Hornblende vorliegen; doch kann man wohl sagen, dass (100) an der grünen Hornblende häufiger ist, als an

der braunen. — Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet und zwar meistens als einfache Hemitropie bei der basaltischen braunen, sehr oft in vielfacher lamellarer Wiederholung bei der grünen Hornblende in den Porphyriten des Schiefergebirges. — Die zumal in den letztgenannten Amphibolen verbreitete Zonenstructur giebt sich durch verschiedene Färbung der einzelnen Schalen als isomorphe Schichtung kund. — Um die braune Hornblende der normalen Porphyrite hat sich recht oft derselbe Opacitrand wie um den Biotit entwickelt; derselbe fehlt den grünen Amphibolen anscheinend durchweg. Dagegen sind diese gelegentlich in ähnlicher Weise perimorphosenartig ausgebildet, wie es von gewissen Ganggesteinen erwähnt wurde. — Verwachsung von Biotit und Hornblende kommt vor; Biotit liegt dann mit der Blattfläche auf den Spaltflächen des Amphibols. Eine Umhüllung des Amphibol durch Biotit beschreibt Schwerdt aus Quarzporphyrit von Ai-shantang in China; bezeichnenderweise ist die Hornblende grün. Wo Biotit und Amphibol zweifellos primär sind, dürfte Biotit wohl stets der ältere dieser beiden Gemengtheile sein. — Die Einschlüsse der Hornblende sind dieselben, wie im Biotit; Glaseinschlüsse kommen in der braunen Hornblende vor, sind aber meistens nur unsicher zu erkennen. — Die Verwitterungserscheinungen an der Hornblende sind die normalen; es bilden sich Chlorit, Quarz und Carbonate, zuletzt Carbonate, Limonit und Quarz. Reichliche Epidotbildung aus Hornblende kommt besonders in den Porphyriten des gefalteten Gebirges vor; sie ist dann auch im Biotit wahrnehmbar und die Gesteine pflegen deutliche mechanische Deformationen zu zeigen. — Eine Wiederholung der Amphibolbildung scheint in den normalen Porphyriten nicht vorzukommen; in den Gesteinen mit grüner Hornblende findet sich dieses Mineral oft sehr reichlich in Stengelchen und Blättchen der Grundmasse eingestreut; die primäre Natur ist hier fraglich.

Unter den Pyroxenen der porphyritischen Gesteine sind zumal die rhombischen wichtig. Von diesen sind nach chemischen Untersuchungen und nach der geringen Stärke des Pleochroismus zu schliessen, bisher nur die eisenärmeren Bronzite und Enstatite bekannt. Sie sind durchaus idiomorph, von prismatischer Form. In der Prismenzone herrschen die Pinakoide, das Prisma selbst bildet nur schmale Abstumpfungen der Combinationskanten von (100) und (010); die terminale Endigung ist immer stumpf pyramidal oder prismatisch. Die Spaltbarkeit nach (110) ist deut-

lich, diejenige nach den Pinakoiden fehlt oder tritt doch sehr stark gegen die prismatische zurück. Eine Querabsonderung gliedert die Säulchen und wird bedeutsam bei der Umwandlung dieser Mineralien zu Bastit oder Serpentin. — Parallele Verwachsung mit monoklinem Augit ist recht verbreitet; beide Mineralien haben dann die Prismenaxe und die Diagonale des stumpfen Prismenwinkels gemeinsam. — Der Pleochroismus in den Längsschnitten zwischen grünlich für die Schwingungen parallel c und gelblich für die dazu senkrechten Schwingungen ist nicht immer erkennbar; der Unterschied in der Färbung der parallel und senkrecht b schwingenden Strahlen in den Querschnitten ist bis zum Unwahrnehmbaren gering. — Die Interpositionen sind ähnlich, wie bei Biotit und Hornblende, doch treten Glaseinschlüsse besonders deutlich in diesem Mineral hervor. — Die Umwandlung zu Bastit oder Serpentin, z. Th. wohl auch zu Chlorit, schreitet von den Quersprüngen aus parallel der Prismenaxe in Fasern oder Schuppen fort. — Die Verhältnisse dieser rhombischen Pyroxene sind demnach überaus ähnlich, wie bei den enstatitführenden Quarzporphyren des Leipziger Kreises, die ja auch durch ihren hohen Gehalt an Plagioklaseinsprenglingen den Porphyriten nahe stehen. — In zweiter Generation treten die rhombischen Pyroxene nicht auf.

Der monokline Augit der Porphyrite gehört dem Malakolithtypus an; er ist mehr oder weniger vollkommen idiomorph, prismatisch mit oktogonalem Querschnitt. Im durchfallenden Lichte hellgrün bis fast farblos, mit sehr starker Doppelbrechung im Gegensatz zu den rhombischen Pyroxenen. Zwillingsbildung nach 100 in einfacher Hemitropie oder mit mehrfacher lamellarer Wiederholung ist häufig. Die Mikrostructur ist dieselbe, wie bei den rhombischen Pyroxenen. Die Veränderungsvorgänge stimmen mit denjenigen in den Lamprophyren. — Eine zweite Generation der monoklinen Augite ist nicht allzuselten zu constatiren.

Zirkon, Apatit und Eisenerze zeigen dasselbe Verhalten, wie im Quarzporphyr; die Menge derselben ist immer gering.

Titanit als ursprünglicher Übergemengtheil ist nicht eben häufig; in eckigen Körnern und in unverkennbaren Pseudomorphosen nach Ilmenit begegnet man ihm oft. — Wo Granat vorkommt, scheint er dem gemeinen Granat (alpine Porphyrite) oder dem Spessartin (Ilfeld) anzugehören; seine Form ist diejenige des Rhombendodekaëders, oft gestreift parallel der langen Diagonale der Flächen.

Die Grundmasse der Porphyrite ist in den verschiedenen Unterabtheilungen dieser Gesteinsgruppe äusserst verschieden, und wird am besten bei den einzelnen Gesteinstypen abgehandelt.

Die Gesteinsbildung beginnt, wie bei allen effusiven Gesteinen, mit der Ausscheidung der Einsprenglinge, die auch hier ein wesentlich intratellurischer Act ist. Aus der gegenseitigen Umschliessung und Abgrenzung lässt sich feststellen, dass zuerst die accessorischen Gemengtheile Zirkon, Apatit und Titanit, wo dieser vorhanden ist, und die Eisenerze auskrystallisirten; darauf folgt unmittelbar die Periode der farbigen Gemengtheile, unter welchen der Augit sicher der jüngste ist. Nicht mit derselben Sicherheit lässt sich das relative Alter von Biotit, Amphibol und Enstatit feststellen, doch scheint Biotit wohl der Erstling unter diesen zu sein. Die Feldspathausscheidung beginnt mit den Plagioklasen; der jüngste Einsprengling ist der Quarz. — Die Verfestigung der Grundmasse beginnt sofort mit der Eruption und wo dieselbe zu holokrystalliner Ausbildung gelangt, lassen sich in ähnlicher Weise, wie bei den entsprechenden Quarzporphyren, gewisse Wiederholungen analoger Mineralausscheidungen erkennen.

Classification und Structur der porphyritischen Gesteine.

Wollte man die porphyritischen Gesteine lediglich nach den unter ihren Einsprenglingen auftretenden Mineralcombinationen gruppiren, so würde man allerdings in leichter Consequenz zu einer Anzahl mineralogisch gut charakterisirter Gruppen gelangen. Jede derselben würde indess nach Habitus und geologischer Valenz sehr verschiedenartige Dinge umfassen und dürfte gewiss nicht natürlich genannt werden. Einer natürlichen Gruppirung, welche geologische Stellung, Structur und Habitus, sowie mineralogischen und chemischen Bestand nach Thunlichkeit berücksichtigt, nähert man sich einigermassen, wenn man zunächst die drei Abtheilungen der dioritporphyritischen, felsitischen und andesitischen Porphyrite unterscheidet. Dieselben sind zwar keineswegs absolut geschieden, sondern, wie zu erwarten ist, durch mannichfache Zwischenglieder mit einander verbunden. Aber in ihren typischesten Formen sind sie gut charakterisirt und leicht zu erkennen. Zu einer vorläufigen Orientirung genügt es, die dioritporphyritischen Porphyrite als im Ganzen grüngefärbte, den gangförmigen Dioritporphyriten sehr nahe verwandte Gesteine zu charakterisiren; wir begegnen ihnen fast ausschliesslich im gefalteten Gebirge. Die

wesentlich deckenförmigen felsitischen und andesitischen Porphyrite unterscheiden sich dadurch, dass die ersteren meist rothe Farbe besitzen und sich durch Armuth an farbigen Gemengtheilen, hohe Acidität und die bei den Quarzporphyren besprochenen Ausbildungsformen der Grundmasse auszeichnen, während die letzteren graue oder schwarzbraune Farben, geringere Acidität und eine an leistenförmigem Feldspath reiche Grundmasse haben.

Als Typus der dioritporphyritischen Porphyrite oder Dioritporphyrite wird man die von Stache und v. John beschriebenen Vorkommnisse ansehen dürfen, welche zwischen dem hinteren Martell- und Suldenthale, zwischen End-der-Welt- und Suldenferner am Ortler, an den Gehängen des Monte Confinale im Val Zebrú, Val Cedeh und Val Forno, am Gavia-Rücken zwischen Val Gavia und Val Alpe, am Venezia-Rücken, am Hohenferner-Joch und Cima Lagolunga und im Soyjochgebiet zwischen Martell- und Ultenthal lagerförmig, sehr selten gangförmig den Quarzphylliten eingeschaltet sind. Stache glaubt sie nach ihren Einschlüssen und Ausscheidungen, sowie nach ihren Lagerungsformen als Reste von Lavadecken auffassen zu sollen, denen jedenfalls ein palaeozoisches, wenigstens carbonisches, höchstens silurisches Alter zukommen würde. Er unterscheidet zunächst als Diorite und Dioritporphyre eine wesentlich auf das Gebiet des Monte Confinale beschränkte Gruppe, welche neben Gliedern mit holokrystallin porphyrischer Structur auch solche mit körniger Structur (Diorite) besitzt. Der Beschreibung nach steht die Structur der letzteren derjenigen der panidiomorph-körnigen Ganggesteine näher, als derjenigen der hypidiomorph-körnigen Tiefengesteine. Die Grundmasse der porphyrischen Abarten (Dioritporphyre), welche z. Th. Amphibolporphyre genannt werden, ist der Beschreibung nach derjenigen der gangförmigen Dioritporphyrite sehr ähnlich, doch lässt sich nicht erkennen, ob der Charakter derselben ein panidiomorph-, oder ein allotriomorph-körniger sei. Die erste Annahme dürfte die wahrscheinlichere sein. Die vorwiegend feldspathige Natur der Grundmasse und ihr Quarzgehalt wird betont; als Einsprenglinge erscheinen neben offenbar recht basischen Plagioklasen (es wird auch Orthoklas angegeben) grüne, bräunlichgrüne oder bläulichgrüne, oft verzwillingte, fast durchweg zonar struirte, schwach pleochroitische Hornblende, ein monokliner Pyroxen (er wird Diallag genannt), oft in Verwachsung mit Hornblende, und Biotit. Pyrit und die secundären Gemengtheile Chlorit, Calcit u. s. w. sind ohne weitere Bedeutung. Demnach

würden diese Gesteine porphyrische Aequivalente von Augitdioriten, also Augitdioritporphyrite sein. Dem entspricht auch ihre chemische Zusammensetzung. — Eine zweite, besonders für das Gebiet der Zufallspitze charakteristische Gruppe wird als die porphyritische Reihe oder als Palaeophyrite bezeichnet. Der porphyrische Charakter ist deutlich ausgeprägt, die grünliche oder grauliche Grundmasse herrscht meistens stark vor; als Einsprenglinge treten anscheinend ungestreifte Feldspathe neben gestreiften, grüne bis bräunlichgrüne Hornblende nicht selten mit Corrosionsphänomenen, fast wasserheller Augit in scharf idiomorpher Begrenzung oder auch zu Körnerform corrodirt, und Biotit auf. Granat ist selten; Calcit und Pyrit sehr verbreitet. In dieser Reihe der Palaeophyrite werden nun wieder drei Gruppen unterschieden: 1) die grünsteinartigen Porphyrite, welche nach Ansicht der Verff. am ehesten dem Propylittypus der neovulkanischen Andesite entsprechen; 2) die dunkelblaugrauen propylitischen Porphyrite und 3) die lichtgrauen andesitischen Porphyrite, von denen jedoch die Verff. selbst zugeben, dass sie den Typus der neovulkanischen Andesite nicht tragen.

Die grünsteinähnlichen Porphyrite empfangen den Namen Ortlerite. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung gehören sie zu den Augitdioritporphyriten; doch kommen augitfreie Varietäten vor, die dann überhaupt arm an farbigen Gemengtheilen sind. Biotit fehlt nahezu ganz. Ziemlich verbreitet sind ältere Ausscheidungen, in denen die farbigen Gemengtheile Amphibol und Augit allein oder zusammen und mit Feldspath in hypidiomorphkörnigem Gefüge aggregirt sind. Solche offenbar intratellurische Anfänge einer Tiefengesteinsbildung sind in den neovulkanischen Gesteinen nicht selten und sollen dort näher gewürdigt werden. Die Eisenerze haben oft Leukoxenränder. Die Grundmasse der mir vorliegenden Ortlerite besteht entweder aus einem fluidalen Gewebe von sehr schmalen Feldspathleistchen (Zufallgletscher), oder aus einem Gemenge idiomorpher breiterer Feldspathleistchen mit oft erkennbarer Zwillingsbildung und aus ungestreiften kurzrectangulären Feldspathdurchschnitten in ebenfalls fluidaler Anordnung. Bisilikate fehlen der Grundmasse vollständig, etwas Chlorit und Carbonate stammen offenbar aus den zersetzten Einsprenglingen. Eine eigentliche Basis ist nicht ganz sicher nachzuweisen, doch dürfte vielleicht ein farbloser Glaskitt hie und da in geringer Menge vorhanden sein. Stache und v. John glauben eine bald glasige, bald

mikrofelsitische Basis mehrfach constatirt zu haben. Jedenfalls ist sie für den Habitus des Gesteins ohne Belang.

Die durch fehlenden oder doch sehr zurücktretenden Augit, häufigeren Biotit, gelegentlichen Granat, reichlichen Gehalt an fein vertheiltem Magnetit und grösseren Gehalt an Einsprenglingen charakterisirten blaugrauen propylitischen Porphyrite führen viel aus der Zersetzung der Einsprenglinge stammenden Chlorit, Epidot und Calcit. Ihre, der Beschreibung nach wohl allotriomorph-körnige und oft kryptokrystalline, Grundmasse enthält nach den Verff. auch hie und da Spuren einer mikrofelsitischen (?) Basis. Diese Gruppe vermittelt zwischen den Ortleriten und den grauen andesitischen Porphyriten, welche Suldenite genannt werden. Sie sind die saureren Gesteine, enthalten daher auch nicht selten Quarz unter den Einsprenglingen, sowie Biotit. Lichtgrüner Augit ist ziemlich constant, aber nur spärlich und in corrodirten Körnern vorhanden. Die Suldenite neigen zur Ausbildung dioritischer Facies; sie sind jünger als die Ortlerite, da sie Bruchstücke dieser umschliessen. Ihre Grundmasse ist vorwiegend makro- bis kryptokrystallin entwickelt. In den mir zugänglichen Handstücken von der Marteller Alp besteht die Grundmasse aus kurzrectangulärem idiomorphem ungestreiftem Feldspath nebst gleichmässig vertheilten Hornblendeblättchen und Säulchen in geringer Menge, und Quarz, welcher den Kitt der Feldspathrectangeln bildet.

Aus dem Gesagten ergiebt sich, dass die von Stache und v. John unterschiedenen drei Gruppen in einander verfliessen und als gelegentlich in Glimmer- oder Hornblendedioritporphyrite übergehende Augitdioritporphyrite bezeichnet werden können. Sie enthalten bisweilen Granat, meistens Quarz in der Grundmasse, seltener in Einsprenglingen. Die Grundmasse ist jedenfalls wesentlich holokrystallin* und somit die Ähnlichkeit mit den gangförmigen Dioritporphyriten unbestreitbar. Mehr für eine intrusive, als für eine effusive Art der Entstehung dieser Gesteine spricht auch die Häufigkeit eingeschlossener Fragmente nicht nur der krystallinen Schiefergesteine tieferer Horizonte, sondern auch solcher der sie direct umschliessenden Phyllite.

Ob und in welchen geologischen Beziehungen mit diesen Lagergesteinen des Monte Confinale und der Zufallspitze eine nach

* Das jedenfalls gelegentliche Vorhandensein einer Glasbasis wird auch durch das allerdings ganz vereinzelte Vorkommen von Mandelsteinstructur bewiesen.

Stache's und Teller's (cf. Jahrb. K. K. geol. Reichsanst. 1886. XXXVI. 715—746) Untersuchungen weitverbreitete Formation von gangförmigen, z. Th. quarzhaltigen, z. Th. quarzfreien Dioritporphyriten gehört, welche wenig mächtige Spalten in den Schiefern und ihren Eruptivkernen im Adamello-Gebiet, im Brixener Granitwall, in der Antholzer Gruppe zwischen dem Ahrenthal und Iselthal und im Thonglimmerschiefer des Pusterthales erfüllen, steht zunächst wohl nicht fest. Nach Teller durchsetzen die schmalen Gänge dieser Gesteine alle Eruptivgesteine und Sedimente der genannten alpinen Regionen bis hinauf zum Perm und zur Trias. Dieselben hätten ihre Stelle wohl naturgemässer bei den dioritporphyritischen Ganggesteinen im zweiten Abschnitte dieses Buches gefunden. H. v. Foullon, welcher diese Gesteine mikroskopisch untersuchte, theilt sie in Quarzglimmerporphyrite und in Quarzporphyrite, giebt aber an, dass viele derselben recht quarzarm, ja quarzfrei sind und vermuthet, wohl mit Recht, dass in manchen Vorkommnissen die einsprenglingsartigen rundlichen Quarzkörner, welche dann von Hornblende-, Glimmer- oder Augitkränzchen umrahmt sind, mechanisch aus dem durchbrochenen Nebengestein aufgenommen seien. Das Gleiche lässt sich für manche rundliche Feldspathkörner vermuthen, welche ähnlich wie in den Einschlüssen der lamprophyrischen Gesteine, eine auffallende randliche Trübung zeigen. An den Einsprenglingen von Plagioklas und Hornblende (Mühlbach, Vintl) sind mechanische Deformationen deutlich erkennbar. H. v. Foullon möchte einige der Quarzglimmerdioritporphyrite aus dem hinteren St. Valentino- und aus dem Ultenthal als die Porphyritform des Tonalits betrachten und stellt in deren Nähe granatführende, wegen ihrer grobkörnigen Grundmasse dioritisch aussehende Vorkommnisse aus dem Glimmerschiefer von dem Gehöft Oblasser am linken und an der Mündung des Grossbaches und Michelbaches NW. von St. Johann am rechten Gehänge des Iselthales. Der Biotit dieser letzten Gesteine ist prismatisch nach der c-Axe ausgebildet. Ihnen sehr nahe verwandt ist der Töllit Pichler's (cf. L. J. 1873. 940 u. 1875. 926) von der Töll bei Meran, in dessen Grundmasse granophyrische Quarz-Feldspath-Verwachsungen auftreten. — Meistens granatfrei und ausgeprägter porphyrisch sind Vorkommnisse vom Kamm zwischen dem Wielenbach und Tesselberger Thal und anderen Localitäten der Antholzer Gruppe, welche sich z. Th. durch reichlichen Epidotgehalt auszeichnen. Hierher wird auch der Palaeo-Andesit Doelter's von Lienz gehören. —

Für primär glaubt v. Foullon den Epidot in den quarzarmen und hornblendereichen Gesteinen vom Corno alto, Westseite des Jochs zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa und vom Pallobiathal halten zu sollen. Er parallelisirt den epidotreichen Feldspath dieser Gesteine mit demjenigen so mancher Phyllitgneisse. Hier wie dort dürfte er dynamometamorphen Ursprungs sein — Alle diese Gesteine enthalten Glimmer und Hornblende als Einsprenglinge; je quarzärmer das Gestein wird, um so mehr tritt nun der Glimmer zurück und so entwickeln sich Übergänge zu reinen Hornblendedioritporphyriten und endlich zu augitführenden Hornblendedioritporphyriten*, welche allmählig in Gesteine vom Typus der Diabasporphyrite verlaufen. Solche augitfreie und augithaltige Dioritporphyrite werden aus dem Adamello-Gebiet, aus der Antholzer-Gruppe, von Bruneck, Mühlbacher Klause, Untergsteier bei Meran, Aberstückl im oberen Sarnthal, Altfassthal, Pein-Vintl u. a. O. beschrieben. Interessant ist die Beobachtung v. Foullon's, dass in den pyroxenführenden Gängen die hellgrünen bis fast farblosen Augite nach den Salbändern hin sich anreichern. Die Grundmassen aller dieser gangförmigen Glimmerdiorit- und Dioritporphyrite sind nach H. v. Foullon holokrystallin und enthalten meistens neben kurzrectangulärem gut idiomorphem Feldspath und in den saureren Gliedern etwas verkittendem Quarz in schwankender Menge auch eine zweite Amphibolgeneration, ein für die typischen Ganggesteine charakteristischer Zug. In manchen Gesteinen sind die Feldspathe der Grundmasse mehr leistenförmig und dann auch oft mit Zwillingsstreifung versehen. Eigentlich allotriomorph körnige Grundmassen scheinen kaum vorzukommen. In Handstücken von Vintl, die ich Pichler's Freundlichkeit verdanke, ist deutlich in geringer Menge eine farblose Basis erkennbar; dieselben gehören zum pyroxenfreien Hornblendedioritporphyrit.

Offenbar gehören in dieselbe Gruppe gewisse von Cathrein beschriebene porphyritische Gesteine, welche als Geschiebe im Innbett bei Landeck und in der Ötzthaler Ache vor Sölden und bei Zwieselstein aufgelesen wurden. Ein Gestein vom ersten Fundort ist ein quarzfreier, accessorisch glimmerführender Hornblendedioritporphyrit, dessen Feldspath stark epidotisirt ist, und dessen panidiomorphe Grundmasse aus Plagioklasleisten eine jüngere Generation oft lappiger Hornblendeindividuen enthält. Das Eisenerz zeigt rand-

* Hierher gehört wohl Pichler's Vintlit. cf. L. J. 1875. 927.

liche Leukoxenbildung und Verwachsung mit Rutil, ist also wohl Ilmenit. Ein anderes Stück desselben Fundortes ist bei durchaus gleicher Structur nach dem mineralogischen Bestande ein in der holokrystallinen Grundmasse biotitführender Diabasporphyrit, dessen gelblicher idiomorpher Augit zum grossen Theil uralitisch umgewandelt wurde. — Das Geschiebe von Zwieselstein, von ebenfalls analoger Structur, ist ein Glimmerdioritporphyrit mit einem geringen Quarzgehalt in der Grundmasse. — Wegen eines constanten Gehaltes an zum Theil anisotropen Granatdodekaëdern, welche theils selbständig im Gestein, theils in den Plagioklaseinsprenglingen liegen, benennt Cathrein ein, wohl aus dem Ultenthal stammendes, im Falschauer Bach bei Lana in Rollstücken gesammeltes Vorkommen von normalem Dioritporphyrit als Granatporphyrit. Die Grundmasse ist auch hier wieder holokrystallin und enthält eine jüngere Amphibolgeneration; die Feldspathe sind zum Theil in Epidot umgewandelt. Die Amphiboleinsprenglinge von überaus scharfer Krystallform (110) (010) (100) (001) (11$\bar{1}$) (111) sind oft verzwillingt nach (100) und zonar struirt mit hellerem Kern und dunklerem Rande. Die Farben der Hauptschwingungsrichtungen sind // c grünlichviolett, // b ebenso mit Stich ins bräunliche, // a grünlichgelb.

Auch Lepsius hat bereits Glieder dieser Reihe beschrieben. Man darf dahin wohl jedenfalls die von ihm als „Mikrodiorite“ beschriebenen Gänge aus den Halobienschichten des Val Bondol und von dem Passe am Monte Laveneg oberhalb der Alphütte Cleoba rechnen. Gegenüber der an idiomorphem Plagioklas reichen phanerokrystallinen Grundmasse dieser Vorkommnisse ist die Grundmasse eines solchen aus demselben geologischen Horizonte im Val di Scalve (Lombardei) dichter; auch Quarzeinsprenglinge kommen in diesem Gestein vor. Alle Vorkommnisse gehören zu den biotithaltigen Hornblendedioritporphyriten. Biotitfrei ist ein von demselben Autor beschriebenes Vorkommen, welches stock- und gangförmig den Röth bei Collio in der Val Trompia durchsetzt. Das Gestein hat nicht eine typisch porphyrische, sondern mehr die panidiomorph-körnige Structur der Ganggesteine; bezeichnenderweise ist auch die Hornblende echt braun. Biotit fehlt, ebenso Quarz; dagegen wird Orthoklas neben Plagioklas angegeben. Das Eisenerz ist Magnetit, nicht Ilmenit, wie sonst meistens in dieser Gruppe.

Dass der Ortlerit- und Suldenit-Typus des Zufallgebiets Verwandte ausserhalb der Alpen besitze, war bereits Stache und v. John bekannt, die den Nadeldiorit Gümbel's von Rohrbach bei

Regen im bayrischen Wald direct mit dem Ortlerit zusammenstellen. Auch in der Gegend von Alvito in Portugal tritt dieses Gestein bei Alpendre u. a. O. im Schiefergebirge auf und in Australien kommt es nach der Darstellung Howitt's und nach Proben, die ich dessen Freundlichkeit verdanke, an Hardy's Hill, Bulgerbeck Creek, Omeo vor. — Vom Flusse Pantar bei Matoea in Sumatra beschreibt sie Verbeek; die Hornblende ist braun, die Grundmasse allotriomorph körnig. Das Gestein gehört der culmischen Eruptionsperiode an.

Solche lagerhafte Dioritporphyrite beschreibt auch Törnebohm (Beskrifning till geolog. Öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges bergslag. Blatt 1) aus Dalekarlien aus dem oberen Horizont der krystallinen Schieferformation. Ich lege der Schilderung das Vorkommen vom Venjan-See, den Venjan-Porphyrit Törnebohm's zu Grunde, der mir in Proben von Johannesholm vorliegt. Verwandte Gesteine treten noch in den Kirchspielen Äppelbo und Jerna und in Vermland auf. In einer nahezu panidiomorph-körnigen Grundmasse aus ungestreiftem kurzrectangulärem und gestreiftem breitleistenförmigen Feldspath mit etwas Quarz liegen Einsprenglinge von Oligoklas, braunem Biotit und grünem Augit in durchweg idiomorphen Individuen. Accessorisch erscheint neben Augit auch ein fast farbloser Bronzit. Es fehlt hier also die zweite Generation der farbigen Gemengtheile. Doch bemerkt Törnebohm, dass weiter südlich Varietäten vorkommen, welche grüne Hornblende in der Grundmasse reichlich enthalten. Dann ist der Glimmer des Gesteins chloritisch, der Augit uralitisch verändert.

Diesem Glimmerdioritporphyrit schliesst sich als quarzhaltig ein Vorkommen an, welches bei Sala kleine Stöcke in den Porphyroiden der oberen Abtheilung der krystallinen Schiefer Schwedens bildet (cf. Törnebohm l. c. Blatt 5). Einsprenglinge von Oligoklas, welche starke mechanische Deformationen erkennen lassen, und von undulös auslöschendem Quarz liegen in einer quarzreichen Grundmasse aus meistens ungestreiftem, kurzrectangulärem und wenig gestreiftem Feldspath. Einsprenglinge von farbigen Gemengtheilen fehlen ganz. In der Grundmasse ist brauner Glimmer in Blättchen und Schüppchen entweder gleichmässig vertheilt oder nesterartig angehäuft. Ich möchte diese auffallende und abnorme Erscheinung dadurch erklären, dass ich diese Vertheilung des Glimmers durch mechanische Vorgänge aus ursprünglichen Einsprenglingen ableite.

K. v. Chrustschoff beschreibt ein von Ossowski im District Owroncz in Volhynien bei Mikailowka, Waskowize und Kremenize aufgefundenes und Volhynit genanntes Gestein, welches in Verbindung mit Granit, Gneiss und Gabbro auftritt. Dasselbe enthält Einsprenglinge von Plagioklas, brauner Hornblende (in welcher auffallender Weise die nach der langen Diagonale der Querschnitte schwingenden Strahlen blassgrün mit Stich ins Gelbe, die nach der kurzen Diagonale schwingenden dunkler und bräunlichgrün wären), Biotit, grüner Hornblende, die für Uralit gehalten wird, sowie Ilmenit, Apatit und Zirkon in einer chloritreichen, aus Plagioklasleisten, ungestreiftem Feldspath und Quarz bestehenden, holokrystallinen Grundmasse.

Ob hierher auch die von Wiik als Diorit-Diabase beschriebenen Gesteine von Ersby und Skraebboele auf den Pargas-Inseln und sein Uralitporphyr von Kalvola gehören, geht aus dem Referat in L. J. nicht deutlich hervor. Neben einem durch die Lage der Hauptschwingungsrichtungen als Oligoklas charakterisirten Feldspath mit viel Augiteinschlüssen findet sich im Gestein grüner Augit, grünlichgelbe Hornblende, Pyrit, Magnetit, Epidot, Chlorit und Calcit; auch wird eine z. Th. isotrope Basis erwähnt. Man hat es also wohl sicher mit Porphyriten zu thun.

Endlich gehören wohl zu den lagerhaften Dioritporphyriten die bekannten, von Delesse als Chlorophyr beschriebenen, silurischen Eruptivmassen von Quenast und Lessines. Sie enthalten unter den Einsprenglingen Quarz mit dihexaëdrischen Grundmasseeinschlüssen und Flüssigkeitseinschlüssen mit würfelförmigen Kryställchen, die nach Renard's Versuchen Kochsalz sein würden, Oligoklas und nicht mehr mit Sicherheit zu erkennende Bisilicate. de la Vallée-Poussin und Renard nennen Hornblende und Pyroxen, den sie als Augit deuten und der uralitisch verändert wäre. Die Formen der pyroxenischen Einsprenglinge lassen meistens auf rhombischen Pyroxen schliessen. Die Grundmasse ist holokrystallin und besteht vorwiegend aus ungestreiftem Feldspath in kurzrectangulären Durchschnitten und Quarz. Chlorit und Serpentin der Grundmasse stammen wohl aus den Bisilicaten, Epidot und Calcit aus den Feldspathen. Turmalin tritt bei Lessines accessorisch in scharfen Krystallen und Nadeln auf. Die Verwandtschaft dieser allerdings etwas saureren Ardenner Gesteine mit den alpinen Ortleriten und Suldeniten ist unverkennbar.

Da in mehreren der bestbekannten Porphyritgebiete sowohl

sind oder nicht; mit dieser Ausbildungsform sind sehr oft fluidale Phänomene, das Auftreten von Mandelräumen und die Beimischung feiner Glashäutchen verknüpft. Mit Vorliebe findet sich diese Structur, die ich als pilotaxitisch (von πῖλος = Filz und τάσσειν = ordnen), wenn glasfrei, als hyalopilitisch, wenn glashaltig, bezeichne, bei den kieselsäureärmeren Porphyriten; selten erscheint sie in quarzreichen Gesteinen. Sie eignet dem andesitischen Habitus.

Die granophyrische Structur der Porphyrite unterscheidet sich in keinem Punkte von derjenigen der Quarzporphyre; sie kommt selbstverständlich nur bei Quarzporphyriten in typischer Ausbildung und mit allen S. 383 beschriebenen Einzelheiten vor. Spuren derselben finden sich, wie bereits angegeben, in den mikrogranitischen Porphyriten. Ob der mit Quarz gesetzmässig verwachsene Feldspath Orthoklas oder etwa Albit, beziehungsweise ein Anorthoklas sei, ist bisher nicht untersucht worden.

Ebenso wenig besitzen wir Kenntniss davon, ob die im Ganzen seltene mikrofelsitische Grundmasse stofflich mit derjenigen der Quarzporphyre identisch ist, oder aber ob es etwa einen Natronmikrofelsit in den Porphyriten, wie einen Kalimikrofelsit in den Quarzporphyren gebe. — Die glasige Basis, welche zumal in den Glimmer- und Enstatitporphyriten sich gern findet, pflegt braune bis braungelbe, seltener grüne Farbe zu besitzen. Soweit bisher analytische Untersuchungen darüber vorliegen, gehört sie zu den wasserreichen Pechsteingläsern und ist gegenüber dem Gesammtgestein durch geringeren Gehalt an zweiwerthigen Metallen, höheren an Alkalien und Kieselsäure charakterisirt. Durch Verwitterung wird sie unter Wasserverlust zu einem kryptokrystallinen Aggregat nicht exact bestimmbarer Substanzen.

Will man die in einem porphyritischen Gestein herrschende Structur durch den Gesteinsnamen direct und kurz ausdrücken, so empfiehlt es sich für die holokrystallinen Formen die Bezeichnung Porphyrit schlechtweg beizubehalten, bei den übrigen Abarten analog wie bei den Quarzporphyren zu verfahren. Danach sind Benennungen wie Quarzhornblendeporphyrit, Quarzglimmerfelsophyrit, Quarzglimmergranophyrit, Enstatitvitrophyrit u. s. f. leicht zu verstehen. Doch muss man auch hier im Auge behalten, dass diese Structurbezeichnungen keine verschiedenen Gesteine, sondern lediglich Structurformen desselben Gesteins anzeigen und dass überdiess Übergänge zwischen diesen und Verbindungen derselben in dem Gesteinskörper nicht gerade selten sind.

Zu den Quarzglimmerporphyriten von felsitischem Habitus gehören die von A. Stelzner eingehend beschriebenen Gesteine vom Korgon und dem Flussgebiete des Tscharisch im Altai, welche schon sehr frühe von G. Rose ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach richtig erkannt wurden. Unter den Feldspatheinsprenglingen werden auch Orthoklase in allerdings geringer Menge erwähnt. Ausser braunem Magnesiaglimmer wird kein anderer farbiger Gemengtheil genannt; ob etwa die grünen, wohl als Chlorit zu deutenden Schüppchen der Grundmasse aus ursprünglichem Augit abzuleiten seien, wird nicht angegeben. Das Eisenerz wird als Magnetit gedeutet. Ihrer Structur nach gehören diese Gesteine ganz wesentlich zu den Quarzglimmergranophyriten und zu den mikrogranitischen Quarzglimmerporphyriten mit theils hypidiomorph-, theils allotriomorph-körniger Grundmasse.

Eine ebensolche Mannichfaltigkeit in der Ausbildung der Grundmasse zeigen auch die nach ihrem mineralogischen Bestande den vorigen allernächst verwandten Quarzglimmerporphyrite der Gegend von Schirmeck im oberen Breuschthal, Elsass. Ausser den verschiedenen mikrogranitischen Formen ist die granophyrische und die fast durchweg sphärolithisch-mikrofelsitische Entwicklung häufig. Die Sphärolithe haben optisch negativen Charakter. An farbigen Gemengtheilen ist nur Biotit nachweisbar. Die Gesteine scheinen deckenartig aufzutreten; als Typus kann man das bereits von Delesse beschriebene Vorkommen über dem Bruch dolomitischen Kalksteins bei Schirmeck betrachten. Bei allotriomorph-körniger Ausbildung enthält die Grundmasse etwas Sericit.

Zu derselben Gruppe gehören Vorkommnisse von Landeshut mit mikrogranitischer Structur und mit accessorischem Granat und manche obercarbonische Ergüsse des Nahegebietes, wie z. B. die Gesteine vom Nagelkopf und von Theodorshall. Im letzteren treten gelegentlich eigenthümliche Schlieren mit glimmerreicher Grundmasse von panidiomorph-körnigem, angenähert lamprophyrischem Habitus auf. — Den ungestreiften kurzrectangulären Feldspathen der Grundmasse des Nagelkopf-Gesteins gesellen sich viel gedrungenleistenförmige Durchschnitte mit Zwillingsstreifung bei; der Quarzgehalt ist gering. — Der von Lossen beschriebene Quarzglimmerporphyrit von der Spitze des Lemberg enthält neben Biotit auch Einsprenglinge von Enstatit und stellt sich dadurch in eine gewisse Parallele zu den pyroxenführenden Quarzporphyren der Leipziger Gegend.

Demselben Typus ist auch der von Tschermak beschriebene Quarzglimmerporphyrit des Monte Bocche im mittleren Theile des Pellegrinthales in Süd-Tyrol zuzuzählen. — In der Gegend von Alvito im südöstlichen Portugal sind mikrogranitische Quarzglimmerporphyrite mit mikrogranitischer und granophyrischer Structur von durchaus felsitischem Habitus bei rother oder weisslichgrauer Farbe anscheinend recht verbreitet.

Quarzglimmervitrophyrite sind bisher nur wenige bekannt geworden. Man wird hierher wohl ein von Gümbel (Ostbayrisches Grenzgebirge S. 422—424) beschriebenes, in naher Beziehung zu Quarzporphyr auftretendes Gestein im Rothliegenden am Kornberge bei Erbendorf stellen dürfen. Es werden nur Einsprenglinge von Quarz und Feldspath angegeben; accessorisch soll Olivin vorkommen; die Grundmasse ist ein Pechsteinglas, da die Bauschanalyse 4.90 H_2O ergab.

Aus einem Conglomerat der Gegend von Newport in Fifeshire, Schottland, beschreibt Judd unter dem Namen mica-dacite einen Glimmervitrophyrit ohne ausgeschiedenen Quarz, aber mit über 67 % SiO_2. Einsprenglinge von Oligoklas und spärlichem Biotit liegen in einer im frischen Zustande durchaus glasigen Basis mit globulitischen und trichitischen Ausscheidungen und mit einer zweiten mikrolithischen Generation ungestreifter, für Orthoklas angesprochener Feldspathe. Das Glas, welches eine ganz vorzügliche perlitische Absonderung besitzt, gehört zu den Pechsteingläsern (mit 8.90 H_2O in der Bauschanalyse). Der Biotit ist zu einem dunkelblauen schuppigen Mineral (?Aërinit) umgewandelt, dessen Bestimmung als Chloritoïd wohl einer Revision bedarf. Durch Verwitterung, welche das sp. G. des Gesteins von 2.31 auf 2.58 erhöht, wird die Basis kryptokrystallin unter Ausscheidung von Chalcedon. Local geht durch Verwitterung die Basis in einen wasserreichen, mit dem Fingernagel ritzbaren, in kaltem Wasser zu Pulver zerfallenden, dem Alumo-Calcit Kersten's ähnlichen Körper über.

Glimmervitrophyrite mit und ohne Quarzeinsprenglinge sind nach v. Lasaulx, Gümbel, Lepsius und v. Foullon in der südalpinen Trias als eine Formation von Gängen und meistens kleinen Stöcken recht verbreitet. Die Menge der zu den Pechsteingläsern zu stellenden Basis ist eine sehr wechselnde. Zu den glasreichsten Vorkommnissen gehören ein zuerst von v. Lasaulx als Pechsteinpeperit vom Monte Trisa und ein von demselben Autor, später von Gümbel

als Pechsteinporphyr beschriebenes Vorkommen von der Alphütte La Rasta bei Recoaro im Vicentinischen. Bei dem ersten Gestein liegen in einer Grundmasse, welche aus mannichfach verflochtenen Schlieren eines gelben und eines graugrünen Glases mit solchen einer mikrokrystallinen Substanz besteht, vorwiegend gestreifte Feldspathleisten, brauner Biotit und grüne, oft in Chlorit umgewandelte Hornblende. Poren des Gesteins sind mit Chalcedon erfüllt. — Das zweite Gestein besteht aus einer reichlichen, lichtbraun durchsichtigen Glasbasis mit schöner, durch den Wechsel porenreicher und porenarmer Stränge hervorgerufenen Fluidalstructur, in welcher Einsprenglinge von vorwiegend gestreiftem Feldspath, Biotit nebst accessorischer brauner Hornblende und etwas Quarz liegen. Ausserdem wird ein unbestimmbares, nicht dichroitisches Mineral erwähnt, welches in Folge von reihenförmig geordneten braunen Interpositionen aus einem System hellerer und dunklerer Lamellen zu bestehen scheint. Diesen Gesteinen fehlen demnach die Ausscheidungen zweiter Generation anscheinend vollkommen, wie das ja auch bei vielen Vitrophyren der Fall ist. — Nach Lepsius sind solche Glimmervitrophyrite im Tretto bei Schio häufig, so im Röth unterhalb Reghellini am SO.-Ausläufer des Monte Sciapaore nach Ruan hin, in einem weissen Marmor unterhalb Sta. Catharina bei Marsigli, hauptsächlich aber bei San Ulderico im oberen Orcathale. Der Biotit dieses Gesteins wird bisweilen von Hornblende, anscheinend öfter von Enstatit begleitet, welcher z. gr. Th. in Bastit umgewandelt wurde. Die Glasbasis macht gelegentlich einer mikrofelsitischen Basis Platz; durch Verwitterung wird sie zu kryptokrystallinen Aggregaten. — In anderen Vorkommnissen tritt die glasige Basis sehr zurück und erscheint nur als Kitt eines Gewirrs von Feldspathleistchen.

Sonst werden quarzfreie Glimmervitrophyrite von Niedzwiedzki von der Passhöhe des Berkovia-Balkan mit accessorischer Hornblende als Gang in Granitit und von Vélain von Nertschinsk beschrieben. Das letztgenannte, dem Carbon oder Perm zugehörige Gestein mit perlitischer Absonderung der Glasbasis ist durch reichlichen Gehalt an accessorischem Granat interessant. Die Feldspatheinsprenglinge wurden als Labrador bestimmt.

Unter den dem Carbon und Perm eingeschalteten Porphyritdecken Deutschlands sind Glimmerporphyrite sehr verbreitet. Dieselben enthalten fast nie Quarz als Einsprengling, aber oft in der Grundmasse. Die Grundmassen sind wesentlich krystallin ausge-

bildet und obgleich eine glasige oder mikrofelsitische Basis nicht gerade selten ist, so bleibt doch ihre Menge gewöhnlich klein und sie hat wenig Einfluss auf den Habitus der Gesteine. Dieselben mögen hier in geographischer Anordnung eine kurze Erwähnung finden.

Unter den zuerst von G. Rose, zuletzt von A. Streng mikroskopisch untersuchten Porphyriten des Rothliegenden am Südrande des Harzes bei Ilfeld sind wahrscheinlich verschiedene Abarten dieser Gesteinsfamilie vertreten. Die wesentlich dem Oligoklas und Andesin zuzuzählenden Feldspatheinsprenglinge aggregiren sich gern haufenweise und zeigen bisweilen ziemlich bedeutende magmatische Resorptionsphänomene. Wo Granat accessorisch vorhanden ist, trifft man ihn mit Vorliebe in solchen Feldspathnestern. Neben der normalen Verwitterung der Feldspathe zu Kaolin und Calcit kommt auch eine Verdrängung derselben durch Quarz vor, dem dann ein nicht bestimmbares reguläres Mineral in hellgrünlichweissen Körnern und Oktaëdern beigemengt ist (Thierathal). — Die farbigen Gemengtheile sind nur recht selten frisch genug, um eine sichere Bestimmung zu gestatten. Braune Hornblende und brauner Biotit scheinen vorzukommen. Dieselben sind jedoch zumeist zu Gemengen von Limonit mit Carbonaten und Quarz, oder zu Chlorit und Quarz, welch letzterer dann bisweilen fasrig im Sinne der Längsaxe der Durchschnitte ist, verändert. Das ursprüngliche Mineral ist dann nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Jedenfalls aber sind in allen, mir bekannt gewordenen Varietäten dieser Gesteine Pyroxene reichlich vorhanden, unter denen ein frischer Malakolith (Bährethal) von hellgrüner Farbe sicher bestimmt wurde. Meistens ist dieser in ähnlicher Weise zu Chlorit geworden, wie die Amphibole oder Biotite. Das häufige Auftreten von Bastit in der Pyroxenform lässt jedoch schliessen, dass auch rhombische Pyroxene im frischen Gestein vorhanden waren. Apatit, Magnetit (?), Ilmenit mit auffallend röthlichgelben Leukoxenrändern, hie und da Pyrit und Zirkon und ein in fast farblosen Körnern und Krystallen auftretendes, gern mit Feldspath associirtes Mineral, welches dem Titanit ähnelt, ihm auch vielleicht angehört, bilden die übrigen älteren Ausscheidungen. Quarzeinsprenglinge kommen nur spärlich vor. — Die Grundmasse ist sehr nahezu oder vollständig holokrystallin in den braunen Gesteinen und besteht aus einem Gewirr von Feldspathleistchen, denen vielleicht Augitmikrolithe zweiter Generation beigemengt waren, wie man nach der Vertheilung von Calcit und Haematit in der

Grundmasse schliessen möchte. Enthalten solche Gesteine eine Basis, so scheint sie glasig zu sein; jedenfalls aber ist ihre Menge gering und ihr Nachweis meistens recht unsicher. Bei den grünlichen Gesteinen (Thierathal) kommt eine mikrofelsitische Ausbildung vor und mit dieser geht eine allotriomorph-körnige, wohl secundäre Entwicklung der Grundmasse Hand in Hand. Doch sind Übergänge zwischen diesen beiden Structurformen vorhanden. Auch kurzrectangulärer Feldspath ist in mancher Grundmasse reichlich vertreten. Ein Quarzgehalt scheint fast nur bei den grünen Gesteinen aufzutreten.

Unter den Porphyriten Thüringens sind die Gesteine von Allzunah bei Schleusingen und aus der Gegend von Schmalkalden Glimmerporphyrite, z. Th. mit einem Augitgehalt neben Biotit. Die Grundmasse besteht aus Feldspathleisten und aus der gelegentlich vorkommenden Mandelstructur darf man wohl auf eine geringe Menge einer Glasbasis schliessen. Die Anordnung der Leistchen ist oft eine evident fluidale. — Beyschlag beschreibt Glimmerporphyrite, unter deren Einsprenglingen auch Orthoklas spärlich vorkommen würde und die bisweilen serpentinisirten Olivin enthalten sollen, als Decke über carbonischem Schiefer bei Oberwind; ebenso vom Salzberg, Ringberg und Eisenberg bei Suhl. Aus seiner Besprechung des Biotit geht hervor, dass der Biotit in diesen Gesteinen, ebenso wie bei Allzunah, deutliche Druckfiguren zeigt. Die auch hier vorwiegend aus Feldspathleistchen bestehende Grundmasse ist, wie allgemein, von Limonit und Haematit durchsprenkelt. — Nach den Darstellungen von E. E. Schmid wird man auch die von ihm Glimmerporphyr und Paramelaphyr genannten Gesteine aus dem centralen Thüringer Wald hierher stellen dürfen. Die ersteren (Oehrenstock, zwischen Amt-Gehren und Breitenbach, Hölleteich, Quärigberg, Edelmannskopf, Kamm der Wilhelmsleite u. a. O.) würden als Augitglimmerporphyrite, die letzteren als Glimmerporphyrite (Ilmenthal zwischen Ilmenau und Kammerberg, zwischen den Tragbergen bei Oehrenstock und Langewiesen, Fuss des Schneidemüllerskopf u. a. O.) zu bezeichnen sein. Die Grundmasse ist allenthalben ein wesentlich holokrystalliner Filz von schmalen Feldspathleistchen, der mit Haematit, Limonit und Carbonaten durchwoben ist.

Auch unter den Porphyriten des sächsischen Carbon und Perm sind Glimmerporphyrite von mannichfachem Habitus sehr verbreitet, so z. B. auf den Sectionen Lausigk, Leisnig, Frohberg, Döbeln u. A.

Sie gehören bald zu den Quarzglimmerporphyriten und ihr Quarz enthält dann Fluida und Glaseinschlüsse (Triebischthal, Flöha); neben dem Oligoklas kommt oft in wohl geringer Menge auch Orthoklas vor, so besonders in den quarzhaltigen Abarten. Der Biotit wird oft von brauner Hornblende, wohl auch von Pyroxenen begleitet. Die Ausbildungsformen der Grundmasse sind die gleichen, wie bei den Ilfelder Gesteinen. Die Grundmassen sind oft sehr quarzreich. Die Zersetzungsvorgänge sind analog den oben beschriebenen. Bei manchen dieser Vorkommnisse lässt sich sehr deutlich erkennen, dass der Limonitgehalt der Grundmassen ursprünglichen krystallitischen Gebilden seine Entstehung verdankt. — Fast frei von eisenhaltigen Einsprenglingen ist der sog. Amygdalophyr von Weissig, dessen reichlich von Glas durchtränkte Feldspathleistengrundmasse ziemlich viel aus Ilmenit entstandenen Titanit führt. Die Mandeln des Gesteins sind mit Chlorit und Chalcedon erfüllt.

Eine mit den augithaltigen Glimmerporphyriten Thüringens nahe verwandte Gruppe porphyritischer Gesteine beschreibt A. Michel-Lévy aus dem Carbon des Morvan; die Structur derselben scheint oft an diejenige der Lamprophyre anzuklingen. — Quarzhaltige Augitglimmerporphyrite treten im Ober-Elsass (Bärenkopf) auf.

Zwischenglieder von Glimmer- und Hornblendeporphyriten sind sehr häufig und wurden bereits z. Th. im Vorhergehenden erwähnt. Solche kommen z. Th. augithaltig in dem Obercarbon des Saar-Nahe-Gebiets (am Benschert südöstlich von Reimsbach), in Sachsen (Potschappel-Wilsdrufer Porphyritzug), bei Oban in Schottland vor und werden u. A. von v. John von dem westlichen Alburs in Persien beschrieben, wo auffallenderweise nicht nur Biotit und Amphibol, sondern auch Augit opacitisch umrandet wäre. Dahin gehört anscheinend auch der porfido rosso antico, welcher einen 20—25 m. breiten Gang im Granit des Djebel Dokhan in Aegypten (zwischen Nil und rothem Meere) bildet. Die schön rothe Farbe der Feldspathe und des Gesteins ist durch die massenhafte Bildung von rothem Epidot (Withamit) und wohl auch Thulit in dem viele Spuren mechanischer Einwirkungen tragenden Gestein bedingt. Derselbe rothe Epidot charakterisirt nach Liebisch einen Porphyrit von Glencoe in Argyleshire. Mit der Zertrümmerung des ägyptischen Porphyrits beschäftigt sich eine oben citirte Arbeit Rutley's.

Typische Quarzhornblendeporphyrite scheinen nur spärlich vorzukommen. Ein der idealen Zusammensetzung dieser Felsart entsprechendes Vorkommen beschreibt G. vom Rath (Z. D. G. G.

1875. XXVII. 340) von Papallacta am Fusse des Antisana in Ecuador. Die idiomorphen Einsprenglinge von oft corrodirten Quarzdihexaëdern, Plagioklasen (beide durch Haematit auf Spalten rothgefärbt) und spärlichem Amphibol liegen in einer fast holokrystallinen, mit Magnetit durchsprenkelten Grundmasse aus sehr schmalen Feldspathleistchen. — Meistens gesellt sich Biotit und auch wohl ein Pyroxen zum Amphibol. Der Gehalt an Quarzeinsprenglingen ist wohl nur selten ein bedeutender und die Grenze gegen die Hornblendeporphyrite eine sehr verschiebbare. Es scheint, dass in den zur intratellurischen Ausscheidung von Quarz hinreichend sauren Magmen lieber Biotit als Amphibol entsteht.

Vermittelnd zwischen den dioritporphyrischen Porphyriten der Alpen und den normalen postculmischen Porphyritdecken Deutschlands steht eine Gruppe selten quarzhaltiger, meistens quarzfreier Porphyrite, welche im Unter-Elsass, gut aufgeschlossen besonders in der Gegend von St. Nabor unter dem Ottilienberge in den devonischen Grauwacken und Schiefern beiderseits des Pfriemthälchens auftreten. Tafelförmige Einsprenglinge von Oligoklas von vorzüglicher Frische und fast vom Habitus des Mikrotin, mit herrlicher Zonarstructur, und solche von brauner basaltischer Hornblende, sowie von blassgrünem Augit, der meistens in Uralit umgewandelt ist, nebst Apatit, Magnetit und etwas Zirkon liegen in einer meistens allotriomorph-kryptokrystallinen, oft mit Mikrofelsit durchwobenen Grundmasse. Die bisweilen deutlich fluidale Anordnung winziger erzartiger Ausscheidungen in der Grundmasse lässt auf ursprünglich glasigen Charakter derselben schliessen. Wo der Quarz Einsprenglinge bildet, enthält er nur Flüssigkeits-, keine Glaseinschlüsse. Chemische Resorptionsphänomene und mechanische Deformationen sind an allen Einsprenglingen vielfach zu beobachten. Durch Verwitterung werden die Pyroxene und Amphibole zu Chlorit und endlich zu Limonit, Carbonaten und Quarz umgewandelt. Ob ein in der Grundmasse verbreiteter Gehalt an Chlorit etwa von ursprünglichem Gehalt an Bisilicaten oder von den Einsprenglingen herrührt, ist nicht zu entscheiden.

Normale Hornblendeporphyrite kommen, wohl stets pyroxenhaltig, in dem Ilfelder Lager und im sächsischen Carbon und Perm vor, ohne dass abgesehen von den Einsprenglingen gegenüber den Glimmerporphyriten Unterschiede in der Zusammensetzung und Structur der Grundmasse bemerkbar wären. — Als Typus eines Hornblendeporphyrits pflegt man das neuerdings von W. Bruhns

wieder bearbeitete Vorkommen von Potschappel zu betrachten. Neben Einsprenglingen von Plagioklas kommen solche von Orthoklas (auch in vereinzelten Bavenoer Zwillingen) und von Hornblende vor; Augit fehlt; das Eisenerz scheint Ilmenit zu sein. Apatit und Zirkon sind nur recht spärlich vorhanden. Die meistens vorwiegend krystalline Grundmasse aus Feldspathleistchen und reichlichem kurzrectangulärem Feldspath enthält etwas Quarz, ist von Limonit und Calcit durchstäubt, und besitzt vorzüglich fluidale Structur. Bruhns giebt auch Hornblende in der Grundmasse an, also wohl zweiter Generation. Eine mikrofelsitische Substanz ist oft und in wechselnder Menge vorhanden. Das Gestein ist eng verknüpft und durch Übergänge verbunden mit dem bastithaltigen Porphyrit (die Hornblende tritt stark zurück) von Kesselsdorf und geht durch augitführende Abarten (Unkersdorf) in sehr amphibolarmen, aber augitreichen Enstatitporphyrit (der Enstatit ist in Bastit umgewandelt) von Kaufbach über.

In dem obercarbonischen Eruptivlager des Saar-Nahe-Gebiets kommen, neben verhältnissmässig spärlichen Glimmerporphyriten (Gienberg, mit reichlichem Enstatit, bläulichem Apatit und nahezu holokrystalliner Grundmasse aus leistenförmigen und ziemlich viel kurzrectangulärem Feldspath neben etwas Quarz) normale Hornblendeporphyrite (Waldböckelheim, mit Tridymit in Drusen der Gesteinsgrundmasse; Gegend von Limbach, Kahleberg bei Erbringen u. s. w.), biotitführende Hornblendeporphyrite (s. oben) und pyroxenführende (Enstatit und Augit) vor. Die letzteren sind recht reichlich vertreten und führen zu typischen Enstatitporphyriten hinüber. Die Grundmassen bestehen meistens aus Feldspathleisten mit oft kaum nachweisbarer, oft reichlicher Glasbasis, in welcher dann auch öfters eine zweite Augitgeneration vorhanden ist. Es finden sich jedoch auch die übrigen beschriebenen Structurformen. Die Menge der Eisenerze ist stets recht unbedeutend.

Auch die „schwarzen Porphyre“ des Luganer Sees gehören zu den Porphyriten, und zwar finden sich nach den in ihnen vorkommenden Mineralcombinationen Quarzhornblendeporphyrite, Glimmer- und Hornblendeporphyrite unter ihnen, in denen allen gelegentlich ein Pyroxenmineral mehr oder weniger reichlich vorkommt. Die Bestimmung der eisenhaltigen Gemengtheile wird durch den hochgradigen Verwitterungszustand derselben bedeutend erschwert und ist oft nur aus der Form der Durchschnitte möglich. Die Feldspatheinsprenglinge scheinen herrschend Oligoklas zu sein; doch

kommt daneben wohl auch Orthoklas vor. Die Structur bietet sämmtliche beschriebenen Modificationen, und zwar so, dass in den saureren quarzhaltigen Abarten die bald allotriomorph-, bald panidiomorph-körnige (HARADA hebt die dihexaëdrische Form des Grundmassequarzes gebührend hervor) Ausbildung oder felsophyritische Entwicklung herrscht, während die kieselsäureärmeren Gesteine eine wesentlich aus Feldspathleistchen (mit oft erkennbarer Zwillingsstreifung) bestehende Grundmasse mit schmalen Glashäutchen besitzen. Dieser ist kurzrectangulärer, ungestreifter Feldspath in örtlich wechselnder Menge, auch wohl Quarz beigemengt; der Wechsel in dem Gehalt an diesen Substanzen gegenüber den Feldspathleisten ist oft ein recht rapider und schlierenförmiger. Zwischen die um so deutlicher fluidal geordneten Feldspathleisten, je weniger ihnen Quarz und Orthoklas beigemengt ist, drängt sich ein kryptokrystallines, wohl aus Quarz und Feldspath bestehendes Aggregat und Mikrofelsitsubstanz ein, welche local an Menge bis zum Verschwinden der Feldspathleisten zunimmt. Hiermit ist auch wohl eine starke Abnahme der Einsprenglinge verbunden. Eine nahezu hypidiomorph-körnige Facies fand HARADA im Quarzporphyrit von Campione. Es geht aus HARADA's Schilderung der Verhältnisse zwischen Melide und Ciona, am Monte Arbostoro, bei Bissone und Maroggia und zwischen Melide und Carona hervor, dass der Wechsel in der Structur in einer Beziehung zu der Nähe oder Entfernung der Abkühlungsflächen stehe, wenn auch dieser Zusammenhang nicht in Strenge nachgewiesen wurde. Mandelstructur wurde an der Oberfläche der hier aus einem fluidalstruirten Felsophyrit bestehenden Decke bei Carona, pseudosphärolithische Quarz-Orthoklas-Verwachsungen als jüngste Bildung in dem erstarrenden Magma an der Chaussée von Melano nach Rovio bald nach Überschreitung des Sovagliabaches westlich des ersten grossen Granophyrgangs beobachtet.

Biotitreiche Hornblendeporphyrite von der Wilhelmsleite und dem Abhange des Hirschkopfes, S. von Mahnebach in Thüringen erwähnt LAUFER (Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 45).

Enstatitporphyrite sollen alle solche Porphyrite genannt werden, in denen irgend ein rhombischer Pyroxen unter den Einsprenglingen vorherrschend als eisenhaltiger Gemengtheil vorkommt. Wie oben betont, stellen diese Gesteine die Ergussformen gewisser Glimmer- und Augitdiorite dar, trotzdem die einsprenglingsartig vorhandene Mineralcombination auf eine Analogie mit noritischen

Tiefengesteinen schliessen lassen würde. Das hier hervorgehobene Verhältniss wird erwiesen durch die geologische Verknüpfung der zuerst ausführlich untersuchten und von Teller und v. John* beschriebenen Enstatitporphyrite der Klausener Gegend als Rand- und Effusivfacies der auch noritische und quarznoritische Abarten entwickelnden Quarzglimmerdiorite desselben Gebiets (cf. S. 112). Als allgemein verbreitete Eigenthümlichkeiten dieser Porphyritart wäre es zu betonen, dass trotz oft bedeutender Acidität bisher weder unter den Einsprenglingen noch in der Grundmasse Quarz in bemerkenswerther Menge als ursprünglicher Gemengtheil bekannt ist, sondern fast stets absolut fehlt; dass der rhombische Pyroxen fast allenthalben von monoklinem Augit des Malakolithtypus begleitet wird, während Biotit und Hornblende an den meisten Localitäten durchaus fehlen, niemals eine grössere Bedeutung gewinnen, und dass im Gegensatz zu den Aequivalenten der neovulkanischen Reihe der rhombische Pyroxen eisenarm ist. Die Enstatitporphyrite sind typisch porphyrische Gesteine und wo sie bisher in frischem Zustande aufgefunden wurden, sind ihre Grundmassen hypokrystallin und enthalten in deutlichster Erscheinung eine wasserreiche Glasbasis (Pechsteinglas), deren Farbe um so tiefer braun ist, je grösser ihre Menge; in geringer Quantität wird sie gelb bis fast vollkommen farblos. Diese Basis verliert durch Verwitterung Wasser und wird zu einem allotriomorph-körnigen, kryptokrystallinen Aggregat, welches als ein durch chloritische Substanzen grün, durch Limonit braun bis roth gefärbtes Gemenge von Feldspath und Quarz oder von Feldspath angesehen werden muss.

Als einen typischen Repräsentanten dieser Gesteinsform kann man, von den erwähnten Klausener Vorkommnissen absehend, die von Teall und Petersen beschriebenen Deckengesteine der Cheviot-Hills im oberen Flussgebiet des Alwin an der Grenze von England und Schottland betrachten, welche discordant über silurischen Grauwacken liegen und von untercarbonischen Schichten überlagert werden, die z. Th. aus Conglomeraten der Porphyrite bestehen. Darnach gehören diese, von Tuffen und Porphyriten anderer Familien begleiteten Enstatitporphyrite wohl ebenso, wie die benachbarten

* Zuerst beobachtet und nach Mineralbestand und Structur richtig erkannt wurde dieser Typus vom Verf. unter den linksrheinischen Melaphyren. Man vergl. Mikr. Phys. II, 1. Aufl., 384, wo diese Gesteine mit ungebührlicher Betonung des Enstatitgehalts und Vernachlässigung der Structur zu den Palatiniten gestellt wurden.

Porphyrite der Pentland-, Ochil- und Sidlow-Hills der Eruptivperiode des lower old red in Schottland an. Der Feldspath dieser Gesteine entstand in wenigstens zwei, vielleicht drei verschiedenen Perioden; die Einsprenglinge der ersten Generation, welche stets die Albit-, oft auch die Periklinzwillingsstreifung besitzen, gehören dem Labrador an; sie sind sehr nahezu $Ab_1 An_1$. Zonare Structur und Glaseinschlüsse sind verbreitet. Die schmal und lang oder kurz und breit leistenförmigen, ebenfalls zwillingsgestreiften Feldspathe der zweiten Generation scheinen der fast stets ihrer Längsrichtung parallelen Auslöschung nach Oligoklas zu sein. Sehr schmale ungestreifte und quadratische Querschnitte gebende Mikrolithe von Feldspath bilden vielleicht eine dritte Generation. Chemische Corrosion der älteren Feldspathe ist nicht selten. Die oft im Centrum beginnende Verwitterung der Einsprenglinge liefert Kaolin und Calcit. — Von den Pyroxenen ist der analytisch als Bronzit festgestellte rhombische Pyroxen älter als der Augit, der oft mit ihm parallel verwachsen ist. Die Bronzite verwittern leicht zu Mineralien der Chloritgruppe mit Carbonaten und etwas Epidot; etwas schwieriger erfolgt der gleiche Vorgang bei den Augiten. Die rhombischen Pyroxene sind nur in einer ersten intratellurischen Generation vorhanden, die monoklinen erscheinen ausser dieser in einer jüngeren Generation, welche oft in gegabelten Mikrolithen ausgebildet ist. — Der Apatit, Magnetit und Eisenglanz, sowie etwas Zirkon bilden die ältesten Ausscheidungen aus dem Magma. Biotit und Amphibol fehlen durchaus; aber der Enstatitporphyrit wird von Gängen eines rothen Glimmerporphyrit durchsetzt. — Auf Klüften und in Mandelräumen des Enstatitporphyrit haben sich Opal, Chalcedon und Chlorit abgesetzt.

Mit diesen Gesteinen der englischen Seite der Cheviots stimmt genau überein ein Vorkommen von Cudden's Tucks in Roxburghshire auf der schottischen Seite, welches ich der Freundlichkeit des Herrn Peach in Edinburgh verdanke. —

Eine etwas andere Form der Enstatitporphyrite stellen die von Durham und Judd beschriebenen, ebenfalls devonischen oder höchstens carbonischen Vorkommnisse der Gegend von Newport in Fifeshire dar; Durham meint, sie bildeten necks, während Judd sie für Ströme ansieht. Die Structur ist ähnlich derjenigen mancher Basalte. In einer oft nahezu holokrystallinen Gesteinsmasse aus fluidal geordneten Plagioklasleisten liegen Krystalle und Körner von verhältnissmässig viel Augit und weniger Enstatit. Die Ge-

steinsbasis bildet nur schmale Streifen zwischen den Feldspathleisten. Doch hat sich auch hier die normale Structur gelegentlich entwickelt; die Grundmasse stellt dann einen glasgetränkten Mikrolithenfilz dar, wie bei den typischen Andesiten. Die Augite sind in zwei Generationen ausgebildet, Feldspatheinsprenglinge von intratellurischem Ursprung fehlen durchweg. Der übrige Mineralbestand ist wie allenthalben. Accessorisch wird Biotit erwähnt.

Die von Watts beschriebenen Enstatitporphyrite der Breidden Hills scheinen nicht frisch zu sein. Die Grundmasse besteht offenbar vorwiegend aus Feldspath und scheint derjenigen der secundär devitrificirten Cheviotgesteine zu entsprechen. Die Einsprenglinge sind Plagioklas, Enstatit und Augit, spärlich Hornblende und ausnahmsweise Biotit. Diese Porphyrite treten in Verbindung mit Tuffen und cambrischen Schiefern am Moel y Golfa zwischen Shrewsbury und Welschpool auf.

Mit den Cheviotgesteinen durchaus idente Ausbildungsformen der Enstatitporphyrite sind in dem obercarbonischen sogenannten Grenzlager des Nahegebietes, und zwar vorwiegend in der mittleren Abtheilung desselben nach Lossen recht verbreitet. Dieselben scheinen hier eine vermittelnde Stellung zwischen Glimmer- und Hornblendeporphyriten einerseits, Augitporphyriten und Melaphyren andererseits einzunehmen. Dem entspricht das Auftreten entstatit- und augitführender Glimmerporphyrite, wie oben erwähnt, und das Schwanken zwischen den relativen Mengen von Augit und Enstatit, sowie das accessorische Eintreten von Olivin nach der andern Richtung. Recht häufig ist in diesem Gestein die nesterartige Cumulation der älteren intratellurischen Einsprenglinge, die beinahe vollständige Auskrystallisation der Grundmasse zu einem glasdurchtränkten Mikrolithenfilz. Bei den bisher erwähnten Vorkommnissen nicht beobachtet ist die Entwicklung einer fast rein hypidiomorph-körnigen Structur, so bei Reidscheid an der Strasse nach Oberkirchen. Neben manchen anderen Fundorten gehören hierher Gesteine vom Steinernen Mann bei Wolfstein, Waldrand an der neuen Chaussee Lichtenberg-Baumholder, Salzmühle bei Dreisbach an der Saar, Castel bei Prims an der Strasse nach Mettweiler. Reichweiler, Burgsponheimer Mühle, Welschberg, Namborn, Erzweiler Mühle. In den nicht ganz frischen Gesteinen ist der stets wenig intensiv gefärbte, wohl dem Bronzit und Enstatit zugehörige rhombische Pyroxen zu Bastit oder Chlorit, beziehungsweise Serpentin umgewandelt. Das Eisenerz ist vorwiegend Magnetit und

nicht gerade sehr reichlich vorhanden. — Ein weit mehr dem Tholeiit als dem Enstatitporphyrit nahestehendes Vorkommen scheint dasjenige vom Stolzenfels (die Karten geben diese Localität nicht an. benennen aber ein Melaphyrvorkommen als Störzelberg) bei Wolfstein. Plagioklas, Augit und Bronzit mit Ilmenit und Magnetit verweben sich in doleritisch grobem Korn und klemmen einzelne keilförmige Partien einer vorwiegend aus Feldspathmikrolithen und Sphärokrystallen bestehenden Grundmasse zwischen sich ein.

In Thüringen würden nach der Beschreibung von E. E. Schmid dessen Melaphyre (vom Schneidemüllerskopf, bekanntlich der typische Melaphyr von v. Richthofen, u. a. O.) zum Enstatitporphyrit gezogen werden müssen. Die mir bekannt gewordenen Handstücke aus der Ilmenauer Gegend lassen sicher durch Resorption verschwundenen Biotit als ursprünglich vorhanden erkennen. Die Grundmasse ist auch hier ein von Glas durchtränkter Filz von schmalen Feldspath- und Augitmikrolithen mit oft sehr ausgeprägten Fluidalphänomenen. — Eine eigenthümliche Stellung nimmt ein Enstatitporphyrit aus Schacht 23 von Grossörner bei Hettstädt dadurch ein, dass der allerdings fast durchweg zu Bastit und Serpentin gewordene Enstatit anscheinend nicht von Augit begleitet wird. Die an braunem Glase reiche Grundmasse zeigt sehr schöne Fluidalordnung der Plagioklasleistchen.

Auch unter den postgranitischen, N—S streichenden, von Lossen Melaphyr, von Streng schwarzer Porphyr genannten Ganggesteinen des Harzes aus der Umgebung von Elbingerode und Wernigerode sind Enstatitporphyrite in vorzüglich schöner Ausbildung und mit mannichfacher Structur recht verbreitet. Durch äusserst kryptomere, allotriomorph-körnige Grundmasse, in welcher die zierlichsten graubraun durchsichtigen Täfelchen von Titaneisenglimmer liegen, ist ein Vorkommen vom Henkersberge bei Wernigerode, durch hohen Reichthum an sehr frischem Bronzit bei auffallend grobkörnig holokrystallinporphyrischer Structur sind manche Repräsentanten dieser Gruppe aus dem Mühlenthal bei Elbingerode bemerkenswerth. Die letztgenannten basisfreien Gesteine, in denen der Bronzit auch parallel mit braunem Diabasaugit verwachsen vorkommt, erinnern durch einen Gehalt an freiem Quarz und durch granophyrische Quarz-Feldspath-Aggregate an die Klausener Quarznorite. Andere Handstücke derselben Localität führen eine globulitisch-gekörnelte Basis und sind dann stets quarzfrei. In demselben System von Gangspalten treten sonst Augitporphyrite und olivinführende Augitporphyrite auf.

Endlich begegnen wir dem Enstatitporphyrit unter den basischen Eruptivgesteinen der alpinen Trias. Seiner mineralogischen Zusammensetzung und seiner Structur nach scheint mir hierher jedenfalls ein von Lepsius zu seinem „Nonesit“ gestelltes Deckengestein zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit am Pass zwischen Monte Cevelino und Monte Scandolara bei Recoaro zu gehören. Die Einsprenglinge sind die normalen, ein wohl zum Labrador gehöriger Plagioklas, Bronzit und grüner Augit nebst Magnetit und Apatit; die Grundmasse besteht aus einer zweiten Generation von idiomorphen Feldspathleisten und Augit und einem allotriomorphkörnigen Aggregat von Feldspath, welches diese und die Einsprenglinge verkittet. — Vielleicht gehört auch hierher der nur durch Lepsius' Beschreibung bekannte Nonesit vom Monte Sumano im Tretto bei Schio, welcher in dem gleichen Horizonte auftritt, und ein Vorkommen aus dem Val Mercanti. Diese alpinen Enstatitporphyrite scheinen nicht so sauer zu sein, wie die übrigen und bilden eine vermittelnde Gruppe zwischen den typischen Gliedern dieser Reihe und zwischen enstatitführenden porphyrischen Aequivalenten der Gabbro- und Diabas-Reihe.

Tuffe der Porphyrite.

Die spärlichen bisher vorliegenden Untersuchungen über Porphyrittuffe, wie sie von E. E. Schmid, Gümbel, Lepsius, Teall vorliegen, gestatten keine zusammenfassende Darstellung der Beschaffenheit solcher Gebilde.

III. A. d. Familie der Augitporphyrite und Melaphyre.

Literatur.

Sam. Allport, On the basaltic rocks of the Midland coal-fields. Geol. Mag. VII. No. 70. April 1870. 159—162.

— On the microscopic structure and composition of British Carboniferous Dolerites. Quart. Journ. geol. soc. 1874. XXX. No. 120. 529—567.

Geo. F. Becker, Geology of the Comstock Lode and the Washoe district. Washington. 1882.

T. G. Bonney, On the serpentine and associated igneous rocks of the Ayrshire coast. Q. J. G. S. 1878. XXXIV. No. 136. 769—786.

Em. Boricky, Petrographische Studien an den Melaphyrgesteinen Böhmens. Prag. 1876. (Arch. d. naturw. Landes-Durchforschung in Böhmen. III. Bd. II. Abthlg. II. Heft.)

Raf. Breñosa, Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos. Anal. Soc. Esp. de hist. nat. 1884. XIII.

W. C. Brögger, Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien. Nyt Magazin for Naturvid. 1884. XXVIII. 253—419.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Rossdorf der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt. 1887.

E. Cohen, Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. L. J. 1874. 468—476.

— Über einige eigenthümliche Melaphyr-Mandelsteine aus Süd-Afrika. L. J. 1875. 113—127.

— Erläuternde Bemerkungen zu der Routenkarte einer Reise von Lydenburg nach den Goldfeldern und von Lydenburg nach der Delagoa-Bai im südöstlichen Afrika. Hamburg. 1876. (II. Jahresb. d. geograph. Ges.)

— Mandelstein aus den Malutibergen. L. J. 1880. I. 96.

A. P. Coleman, The melaphyres of Lower Silesia. Breslau. 1882.

K. Dalmer, Erläuterungen zu Section Planitz-Ebersbrunn der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

E. Dathe, Beitrag zur Kenntniss der Diabasmandelsteine. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin. 1883.

Corn. Doelter, Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Süd-Tyrols. T. M. M. 1876. 289—308.

— Aus dem siebenbürgischen Erzgebirge. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1874. XXIV. 27 sqq.

H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1880. II. 449—488.
— Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 102.
Alex. P. Friedrich, Das Rothliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgegend des grossen Tafelberges. Halle. 1878.
Arch. Geikie, On the carboniferous volcanic rocks of the Firth of Forth, their structure in the field and under the microscope. Transact. Roy. Soc. Edinburgh. 1879. XXIX. part I.
D. Gerhard, Geognostisch-petrographische Mittheilungen aus dem Gebweiler Thal. III. Gebweiler. 1880.
Girard, Über die Melaphyre von Ilfeld am Harz. L. J. 1858. 145.
G. A. Haarmann, Mikroskopische Untersuchungen über die Structur und Zusammensetzung der Melaphyre. Leipzig. 1872.
H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde d. Herzogthum Schleswig-Holstein. Kiel. 1885.
R. Hagge, Makroskopische Untersuchungen über Gabbro und verwandte Gesteine. Kiel. 1871.
V. Hansel, Die Eruptivgesteine im Gebiete der Devonformation in Steiermark. T. M. P. M. 1884. VI. 53.
J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.
R. Helmhacker, Über Melaphyr von Hancok, Michigan. T. M. M. 1877. 18—25.
A. W. Howitt, Notes on the diabase rocks of the Buchan district. Trans. Roy. Soc. Victoria. Melbourne. 1881.
— Supplementary notes on the diabase rocks of the Buchan district. Ibid. Oct. 1884.
Edw. Hull, On the microscopic structure of the Limerick carboniferous Traprocks. Geol. Mag. X. No. 106. April 1873. 153—161.
— On the microscopic structure of the Lambay Porphyry (or Porphyrite). Geol. Mag. (2). I. No. 124. 449—453. Oct. 1874.
E. Hussak, Über Eruptivgesteine von Steierdorf im Banat. Verhdl. k. k. geol. R. 1885. 185—186.
R. D. Irving, The copper-bearing rocks of Lake Superior. U. S. geol. Survey. Monographs V. Washington. 1883. cf. 3rd Annual Report. Washington. 1883.
Gust. Jenzsch, Mikroskopische und chemisch-analytische Untersuchungen der bisher für Melaphyre gehaltenen Gesteine vom Hockenberge bei Neurode. Pogg. Ann. 1855. XCV. 418.
C. von John, Über ältere Eruptivgesteine Persiens. Jahrb. k. k. geol. R. 1884. XXXIV. 111 und Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 3. 35.
— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.
F. Klockmann, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408—410.
O. Köhler, Über Melaphyre der Dyas und Steinkohle von Zwickau. In: Mietzsch, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Blatt Zwickau. Leipzig. 1877.
Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gesteine. Dorpat. 1876.
— Vergleichend petrographische Studien der massigen Gesteine der Krym. Dorpat. 1880.
H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausg. v. d. naturw. Verein zu Bremen. Göttingen. 1879.

A. von Lasaulx, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine im Gebiete von Saar und Mosel. Verhdlg. naturh. Ver. d. preuss. Rheinl. u. Westph. 1878. XXXV.

— Der Diabasporphyrit der Insel Lambay. T. M. P. M. 1878. I. 419—425.

E. Laufer, Melaphyr vom Winterstein, Thüringer Wald. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 204.

Aug. Leppla, Der Remigiusberg bei Cusel. L. J. 1882. II. 101—138.

R. Lepsius, Das westliche Süd-Tyrol. Berlin. 1878.

Th. Liebisch, Die in Form von Diluvialgeschieben in Schlesien vorkommenden massigen nordischen Gesteine. Breslau. 1874.

K. A. Lossen, Über die Gliederung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rothliegenden zwischen Kirn und St. Wendel. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1883. Berlin. 1884.

A. Michel-Lévy, Sur les porphyrites micacées de Morvan. Bull. soc. géol. Fr. 1881 (3). VII. No. 11.

H. Möhl, Über Augit- und Uralitporphyr. L. J. 1875. 716.

M. Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 462—499.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

C. D. Pilide, Untersuchung eines Melaphyrs von Pareukailor in der Bukowina. Verhdlg. k. k. geol. R. 1876. No. 9. 210.

G. Primics, Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mittheil. aus d. Jahrb. d. kön. ungar. geol. Anst. 1884. VI. Heft 9.

Raph. Pumpelly, Metasomatic development of the copper bearing rocks of Lake Superior. Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences. 1878. XIII.

A. Renard, Notice sur quelques roches des îles Cebú et Manganipa. Bull. Acad. Roy. Belg. 1886 (3). XI. No. 2.

Gust. Rose, Bemerkungen über die Melaphyr genannten Gesteine von Ilfeld am Harz. Z. D. G. G. 1859. XI. 280 sqq.

H. Rosenbusch, Die Gesteinsarten von Ekersund. Nyt Mag. f. Naturv. Christiania. 1882. XVII. 4.

Sam. Roth, Die eruptiven Gesteine des Fazekasboda-Morágyer-Gebirgszuges (Baranyaer Comitat). Mitth. aus d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Anstalt. Bd. IV. Budapest. 1876.

F. Rutley, On some eruptive rocks of St. Minver. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 167. 392—401.

A. Sauer, Erläuterungen zu Section Kupferberg der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1882.

C. Schmidt, Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. L. J. 1887. I. 58.

Jos. Siemiradzki, Geologische Reisenotizen aus Ecuador. L. J. 1885. B.-B. IV. 191—227.

G. Stache und C. John, Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe in Westtirol. Jahrb. k. k. geol. R. 1877. XXVII. 143—242.

G. E. Stein, Die Melaphyre der kleinen Karpathen. T. M. P. M. 1880. III. 411—438.

Aug. Streng, Bemerkungen über die krystallinischen Gesteine des Saar-Nahe-Gebietes. L. J. 1872. 371—388.
— Über den Hornblendediabas von Gräveneck bei Weilburg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 232—251.
— Über einen apatitreichen Diabas von Gräveneck. Ibidem. 251—258.
J. J. Harris Teall, On the Cheviot Andesites and Porphyrites. Geol. Mag. 1883 (2). X. No. 225, 226 u. 228.
— On hypersthene Andesite. Ibidem. 1883. No. 230.
— On some North-of-England dykes. Q. J. G. S. 1864. XL. No. 158. 209—248.
J. Terglav, Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe. T. M. M. 1876. 207.
A. E. Törnebohm, Några amorfa former af trapp. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1875. II. No. 24. 393—401.
— Augitporfyr i trakten af Strömstad. Ibidem. 1876. III. No. 37. 252.
Gust. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien. 1869.
Ch. Vélain, Sur le permien des Vosges. Bull. Soc. géol. Fr. 1885 (3). XIII. 550.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.
K. Vrba, Beiträge zur Kenntniss der Gesteine Süd-Grönlands. S. W. A. Februar 1874. LXIX.
W. W. Watts, On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Montgommery and West Shropshire. Q. J. G. S. 1885. XLI. No. 164. 532—546.
J. Eliot Wolff, The great dike at Hough's Neck, Quincy, Mass. Bull. Museum of compar. Zool. at Harvard College. 1882. VII. 231—242.
Fr. M. Wolff, Untersuchung von Melaphyren aus der Gegend von Kleinschmalkalden. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. LI. Halle a. S. 1878.
Ferd. Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 1 sqq.
— Über Melaphyr. (Anhang in: F. Z. Basaltgesteine. Bonn. 1870.)
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Augitporphyrite und Melaphyre.

Als Augitporphyrite und Melaphyre sind hier palaeovulkanische Ergussgesteine zusammengefasst, welche ihrem mineralogischen Bestande nach als Aequivalente der Gabbro und Diabase unter den hypidiomorph-körnigen Gesteinen, als Parallelen der neovulkanischen Basalte aufgefasst werden müssen. Dabei sollen mit dem Namen Augitporphyrite die wesentlich olivinfreien, mit dem Namen Melaphyre die wesentlich olivinhaltigen benannt werden. Es tritt demnach hier, ebenso wie bei den entsprechenden Tiefengesteinen, der Olivin als classificatorisch bedeutsam an die Stelle des Quarzes bei den saureren Reihen der Alkalifeldspath-führenden Porphyre und Kerato-

phyre und der Plagioklas-haltigen Porphyrite. Das entspricht dem wesentlich basischeren Charakter der nun zu besprechenden Gruppe. Nach Bestand und Structur sind die Augitporphyrite und Melaphyre olivinfreie oder olivinhaltige Plagioklas-Augitgesteine mit porphyrischer Structur.

Es liegt tiefbegründet in dem einheitlichen Entwicklungsgange der Tiefengesteine, in dem Vorhandensein zweier, wesentlich verschiedener Entwicklungsperioden bei den Ergussgesteinen, der intratellurischen und der effusiven, dass bei gleichem chemischen Bestande in den ersten die olivinfreien, bei den zweiten die olivinhaltigen Glieder dieser Familie der Plagioklas-Augitgesteine herrschen. Es muss jedem Beobachter auffallen und ist nur durch die angedeuteten Verhältnisse erklärlich, dass bei Gabbro und Diabas selbst sehr Mg-reiche Magmen olivinfrei auskrystallisiren, während bei den Augitporphyriten Olivin oft in überraschender Häufigkeit accessorisch auftritt auch bei gar nicht bedeutendem Gehalt an demselben Metall. Ermöglicht wird dieses Verhältniss dadurch, dass in den Diabasen die kieselsaure Magnesia als Bisilicat in ungewöhnlicher Menge dem monoklinen Augit isomorph beigemengt ist, während in den Augitporphyriten, wo die kieselsaure Magnesia als singulosilikatischer Olivin auskrystallisirt, die überschüssige Kieselsäure zur Bildung saurer Feldspathe oder saurer Gläser Verwendung findet.

Die Combination eines Kalknatronfeldspathes mit Augit unter den Bildungen ältester Generation, welche für die systematische Stellung dieser Gesteine zunächst (cf. S. 447) als entscheidend angenommen wird, würde an und für sich das Vorkommen des Quarzes als wesentlichen Gemengtheiles unter den Einsprenglingen nicht ausschliessen. Man begegnet bei der hier gezogenen Abgrenzung dieser Familie sehr oft einem Kieselsäuregehalt des Gesammtgesteins, der mehr wie ausreichend sein würde zur Ausscheidung von Quarzkrystallen. Dennoch ist wohl kaum ein sicherer Fall bekannt, wo Quarzeinsprenglinge beobachtet worden wären: In den Grundmassen, also als Product der Effusionsperiode, ist Quarz in manchen dieser Gesteine und in mehreren Formen nachgewiesen, selbst dann, wenn bei hypidiomorph-körniger Ausbildung des Gesteins wohl kaum freie Kieselsäure möglich gewesen wäre.

Zu den die ganze Familie charakterisirenden Mineralien, Plagioklas und Augit, und dem die beiden Hauptgruppen bedingenden Olivin gesellen sich allenthalben der Apatit und in meistens nicht

unbeträchtlicher Menge die Eisenerze, von denen Magnetit und Ilmenit theils allein, theils zusammen auftretend nachgewiesen wurden. Der Zirkon kommt nur sehr spärlich vor und bildet zusammen mit Apatit und Eisenerzen die ältesten Ausscheidungen der Gesteine. Unterabtheilungen bildend, oder ganz accessorisch, kommen rhombische Pyroxene, brauner Biotit und Hornblende vor. Alkalifeldspath, auch Orthoklas, ist wohl auf die Grundmassen beschränkt und fehlt unter den Einsprenglingen, jedenfalls in den meisten Vorkommnissen, vollständig.

Die Plagioklaseinsprenglinge von meistens nach M tafelförmigem, oft auch nach a säulenförmigem Habitus gehören vorwiegend der Labrador- und Bytownitreihe, oft auch dem Anorthit, seltener dem Oligoklas an. Neben P und M sind T, l stets. y meistens, x seltener, alle andern Flächen nur sehr klein oder gar nicht vorhanden. Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist ganz allgemein, diejenige nach dem Periklin- und Karlsbader Gesetz in weiter Verbreitung, die nach dem Bavenoer und anderen Gesetzen selten nachweisbar. Die Spaltbarkeit nach P und M wird in sehr dünnen Schliffen gut sichtbar, eine Querabsonderung zumal bei prismatischem Typus recht verbreitet. Der Habitus dieser Feldspatheinsprenglinge ist mikrotinartig bei ungestörten deckenartigen oder gangförmigen Gesteinen mit mehr oder weniger glashaltiger Grundmasse, dagegen meistens derbe im gefalteten Gebirge und bei holokrystalliner Ausbildung. — Zonare Structur ist ungemein verbreitet und nach Lage der Auslöschungsrichtungen in den centralen und peripherischen Schalen sehr oft als eine isomorphe Schichtung von innen nach aussen immer saurer werdender Mischungen aufzufassen. — Mechanische Deformationen, wie sie die Flussbewegung des erumpirenden Gesteins bedingen kann, sind allgemein, solche, wie sie von orogenetischen Vorgängen erzeugt werden, natürlich nur im gefalteten und gestörten Gebirge vorhanden. — Chemische Deformationen sind theils in der Form von Rundung und Abschmelzung der Ecken und Kanten oder tiefer eindringender Buchten recht häufig zu constatiren. Oft werden sie erst zwischen gekreuzten Nicols erkennbar, wenn nämlich jüngere Mäntel von saurerer Feldspathsubstanz, welche offenbar erst während der Effusionsperiode sich ansetzten, die früheren Resorptionsphänomene verhüllen. — Einschlüsse von Glas in unveränderter oder schlackig veränderter Form und solche der älteren Krystallausscheidungen sind recht verbreitet und liegen gern central oder in concentrischen

Zonen, seltener peripherisch. Flüssigkeitseinschlüsse sind wohl recht selten und finden sich vorwiegend in Gesteinen des gefalteten Gebirges. Die Glas- und Schlackeninterpositionen haben recht oft, die Flüssigkeitseinschlüsse niemals die Formen ihrer Wirthe. Die Anhäufung der Glas- und Schlackeneinschlüsse im Centrum der Einsprenglinge ist, zumal bei vitrophyrischer Ausbildung der Gesteine, bisweilen eine so grosse, dass die reine Feldspathsubstanz nur einen schmalen Rahmen um sie bildet; bei zonarer Anordnung der Interpositionen ist dann ein helles Feldspathcentrum und ein ebensolcher peripherischer Rahmen durch einen polygonalen Einschlussstreifen getrennt. — Die oft im Centrum beginnende und nach aussen fortschreitende, selten auf einzelne Lamellen beschränkte Zersetzung führt zur Bildung von Carbonaten und blättrigen Aggregaten von Kaolin oder hellem Glimmer; durch gleichzeitige Infiltrationen von Chlorit werden die Feldspathe grün, durch solche von Eisenoxyd roth, durch solche von erdigem und feinvertheiltem Limonit gelb bis braun. Auch Epidotbildung ist sehr verbreitet, zumal im gefalteten Gebirge.

Die Feldspathe der Grundmasse sind in verschiedenen Gesteinen recht verschieden entwickelt. Bald in langen und schmalen Leisten, die meistens keine oder nur einfache, selten auch wiederholte Zwillingsstreifung zeigen, bald in breiteren Leisten mit oder ohne Zwillingslamellirung, seltener in kurzrectangulären bis quadratischen Durchschnitten. Dass unter diesen Grundmasse-Feldspathen Orthoklas vorhanden sei, ist aus der chemischen Zusammensetzung derselben zu vermuthen, von Osann für die Labradorporphyrite der Südvogesen direct nachgewiesen. Die breiteren Feldspathleistchen der Grundmasse zeigen oft noch Zonarstructur, wie die Einsprenglinge; bei den schmalen wurde sie nie beobachtet. Diese letzteren haben dagegen oft manche Eigenthümlichkeiten der Wachsthumsformen; sie gabeln sich oder zasern sich pinselförmig in sehr feine, divergirende Büschel aus, oder die Leistchen sind trichitenförmig gebogen und ordnen sich dann wohl auch zu sphärolithischen Aggregaten.

Auch der Augit tritt bei normalen Gesteinen in zwei Generationen auf, als Einsprengling und als Component der Grundmasse. Es giebt indessen zahlreiche Fälle, wo die ältere Generation mehr oder weniger vollständig fehlt. — Der Augit älterer Generation bildet idiomorphe Krystalle von meistens kurz-, seltener langprismatischem Habitus, begrenzt von (110) (100) (010) ($\bar{1}$11). Terminal

kommen wohl auch andere Flächen vor. Auch tafelförmiger Habitus nach (100) ist nicht selten. Die Spaltbarkeit ist die normale. Zwillingsbildung nach (100) vielfach vorhanden. Die Farbe im durchfallenden Lichte ist hellgrün bei den saureren, den Glimmer- und Hornblendeporphyriten nahe verwandten Gesteinen, bräunlich bei den basischeren Gliedern der Reihe. Einschlüsse von Apatit und Eisenerzen, sowie Glaseier sind sehr verbreitet, dagegen schlackig veränderte Glasinterpositionen recht selten. Die Umwandlung zu Chlorit, wobei diesem Zersetzungsproduct bald Carbonate, bald Epidot in kleinen Körnern und Stacheln beigemengt ist, und endlich zu Carbonaten, Limonit und Quarz ist allgemein zu beobachten. Die Umsetzung zu Uralit kommt vorwiegend im gefalteten Gebirge vor, findet sich indess auch in den ungestörten Decken des deutschen Carbon und Perm. Zerbrechungen durch die fliessende Bewegung des Magmas und Corrosionen kommen oft vor. — Die Augite der Grundmasse sind gewöhnlich idiomorph, bei meistens langprismatischem Typus und hellgrüner Farbe in den glasreichen Grundmassen; eckige Körner von Augit zweiter Generation treten am häufigsten dort auf, wo die Grundmasse fast ausschliesslich aus Feldspathleisten besteht. Die Augite zweiter Generation pflegen einschlussfrei zu sein, aber es setzen sich gern Erzkörnchen an ihre Kanten und Ecken an. Gegabelte Wachsthumsformen sind verbreitet in den vitrophyrischen Gesteinen.

Der bald farblos, bald grünlich oder gelblich durchsichtige Olivin ist stets idiomorph in den Bd. I. S. 407 angegebenen Formen. Indessen zeigt kein anderer Gemengtheil so tief eingreifende chemische Deformationen, die ihn bis zur Körnerform abrunden oder bis zu launig zackigen Gebilden entstellen können. Die Spaltbarkeit nach (010) pflegt recht deutlich zu sein, weniger deutlich sind die anderen pinakoidalen Blätterdurchgänge durch Spaltrisse angedeutet. Regellose Zerklüftung wird besonders bei eintretender Umwandlung zu Serpentin auffallend. Die Bildung des Olivin folgt unmittelbar auf diejenige der Erze und geht derjenigen des Augits und des ihn eventuell begleitenden Amphibol und Biotit voraus. Nur bei holokrystallin entwickelten Gesteinsformen und besonders dann, wenn die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger fehlen, tritt der Olivin als Grundmassengemengtheil auf. An Einschlüssen sind besonders Glaseier, Eisenerze, Spinellide (Chromit oder Picotit) in braun durchsichtigen Kryställchen und unbestimmbare opake nadelförmige Mikrolithe zu

erwähnen. Die Umwandlung zu Serpentin und verwandten Substanzen ist sehr verbreitet. Dieselben bilden theils grüne Faseraggregate, welche senkrecht auf den Spalten und Umrissen des Olivins stehen oder in verworrenem Gewebe die Zwischenräume dieser ausfüllen; theils gruppiren sie sich zu Sphärokrystallen mit zierlichen Interferenzkreuzen positiven Charakters und sind dann bald grünlich, bald gelblich, bald braun (?Delessit, Chlorophaeit). Im letzteren Falle sind oft Carbonate, im ersteren Eisenerze beigemengt. Durch weitere Zersetzung entstehen endlich Pseudomorphosen von Carbonaten und Limonit, oft mit Chalcedon oder Quarz nach Olivin. — Eine eigenthümliche Umwandlung findet sich in Melaphyren von Asweiler und vom Idarthale bei Oberstein, und nahestehenden Formen anderer Localitäten (Carlton Hill bei Edinburgh) vor. Der Olivin ist in eine roth durchsichtige Substanz von blättriger Structur und glimmerähnlichem Habitus umgesetzt; die Blätter scheinen parallel den Spaltdurchgängen nach (010) zu liegen. Die Substanz ist sehr deutlich pleochroitisch und absorbirt die Lichtschwingungen parallel der Blätterung weit stärker, als diejenigen senkrecht zu ihr. Die Farbe dieser Substanz steht zwischen derjenigen des Eisenglanzes und des Pseudobrookits. Ob hier nur eine Rothfärbung des Olivin mit deutlicherer Aufblätterung nach (010), oder eine neue Substanz vorliegt, wurde bisher nicht untersucht. Bei fernerer Zersetzung entsteht hieraus Eisenhydroxyd.

Der in einigen Gesteinen accessorisch auftretende Amphibol hat die Eigenschaften der basaltischen Hornblende; er ist selten. — Etwas häufiger scheint brauner Biotit vorzukommen, dessen Verhalten dasselbe ist, wie in den Porphyriten. Es macht bisweilen den Eindruck, als könne Biotit bis zu einem gewissen Grade den Olivin der Melaphyre vertreten, da mit zunehmender Menge des ersteren der zweite abnimmt, so z. B. in den carbonischen Melaphyren der Gegend von Zwickau. — Eine ähnliche Beziehung scheint zwischen dem rhombischen Pyroxen, wohl meistens Bronzit und Enstatit, und dem Olivin zu bestehen; beide Pyroxene sind sehr oft in Bastit umgewandelt.

Apatit, oft in ziemlich kräftigen, wohl auch durch Interpositionen bräunlich oder grau gefärbten Säulchen, Magnetit und Ilmenit und, wo er vereinzelt vorkommt, Zirkon, zeigen keine erwähnenswerthen Eigenthümlichkeiten. — Bei den nicht mehr frischen Gesteinen ist die Grundmasse oft von Haematitblättchen

und Täfelchen durchsäet, auch die Feldspathklüfte und Blätterdurchgänge damit erfüllt; dieser Haematit scheint indessen secundär zu sein.

Wo sich eine eigentliche Basis an der Zusammensetzung der Augitporphyrite und Melaphyre betheiligt, zeigt sie gewisse Verschiedenheiten, je nachdem sie allgemein und gleichmässig durch das ganze Gestein verbreitet ist und alle krystallinen Ausscheidungen umhüllt und verkittet, oder aber mehr oder weniger isolirte, eckige Räume zwischen den krystallisirten Componenten des Gesteins erfüllt. Im ersten Fall möge sie als Cäment oder Kitt, im zweiten als Zwischenklemmungsmasse oder Mesostasis, mit einem von Gümbel zuerst gebrauchten Ausdruck bezeichnet werden. Die Cämentbasis in dieser Gesteinsfamilie ist bei nicht allzugeringer Menge ein meistens bräunliches oder gelbliches, seltener graulich bis grünlich gefärbtes Glas, in welchem gewöhnlich zahllose opake oder bräunliche und schwach durchsichtige, globulitische Körperchen liegen, um welche herum ebenso, wie um die Pyroxene zweiter Generation ein schmaler hellgefärbter bis wasserheller Wachsthumshof liegt. Dieser ist natürlich bedingt durch die Aufnahme der in dem Gesteinsglase enthaltenen färbenden Metalloxyde in die sich krystallin ausscheidende Verbindung und findet sich daher niemals um die Feldspathmikrolithe. Recht selten begegnet man in dieser Basis jüngeren, als Krystallskelette ausgebildeten Eisenerz-Ausscheidungen. In demselben Maasse, wie die Menge dieses Glascäments abnimmt, wird die Farbe desselben heller; um so leichter auch entzieht sich dasselbe der Beobachtung. So kann man dasselbe Schritt für Schritt verfolgen bis zu nur eben noch nachweisbaren Häutchen, die sich hauchartig zwischen den mikrolithischen Ausscheidungen hinziehen. Dieses Glascäment, welches in einigen Fällen als wasserreich nachgewiesen wurde (Weiselberg bei Oberkirchen, St. Wendel), in anderen dagegen wasserarm ist (manche sog. glasige Trappe), geht durch Verwitterung in kryptokrystalline Aggregate über. Ist das Korn derselben kein allzu geringes, so lässt sich der krystalline Charakter natürlich sicher an der Aggregatpolarisation erkennen; bei sehr feinem Korn aber ist das oft nicht möglich und wenn dann die Neubildungen fasrige Structur haben, was allerdings recht selten ist, so kann man dieselben wohl mit ursprünglichem Mikrofelsit verwechseln. Ein solcher scheint jedoch nur sehr selten (Weiselberg) und bei sehr sauren Gesteinen vorzukommen. Wenn man die Hauptmasse dieser secundär

krystallin gewordenen Grundmasse für Feldspath hält, so ist das eine mehr oder weniger wahrscheinliche Annahme, keine bewiesene Thatsache. Sicher nachweisbar sind darin wechselnde Mengen von Calcit, in gewissen Gesteinen ferner schuppige Aggregate und Blättchen chloritischer Mineralien, welche die grüne, erdige Massen von Limonit, welche die braune Farbe der Gesteine bedingen. — Wo dagegen die Gesteinsbasis als Mesostasis entwickelt ist, da pflegt ihr die globulitische Körnung zu fehlen. Sie ist dagegen dann gewöhnlich mehr oder weniger erfüllt mit äusserst feinen und langen, oft trichitenartigen Feldspathleistchen, die sich auch zu divergirenden Büschelaggregaten oder zu Sphärokrystallen ordnen, mit skelettartigen Wachsthumsformen von Eisenerzen, welche aus äquidimensionalen Individuen (? Magnetit) oder aus schmalen Blättchen (? Ilmenit) bestehen und seltener mit Augitmikrolithen. Die Umwandlung dieser Basisform ist die gleiche, wie diejenige des Glascäments. — In manchen Gesteinen ist auch die Mesostasis gekörnelt, zumal bei basischen Melaphyren; dann scheint sie durch Verwitterung gern in eine chlorophaeitartige oder vielleicht richtiger seladonitartige Substanz überzugehen, die oft dem aus Olivin entstandenen Serpentin merkwürdig ähnlich werden kann.

Classification und Structur der Augitporphyrite und Melaphyre.

Die Augitporphyrite stellen eine Sammelgruppe dar, innerhalb welcher eine Anzahl verschiedenartiger, mehr oder weniger selbständiger Gesteinstypen zusammengefasst sind, welche durch analoge Structurformen und im Wesentlichen gleichen mineralogischen Bestand mit einander verbunden sind. Wir wollen zunächst drei Haupttypen hervorheben, welche man als den Typus der Diabasporphyrite, als denjenigen der Spilite und als denjenigen der eigentlichen Augitporphyrite bezeichnen kann.

Die Diabasporphyrite, wie der Typus der diabasporphyritischen Augitporphyrite kurz bezeichnet werden mag, sind durch den ausgezeichnet holokrystallinen und deutlich phaneromeren Charakter ihrer Grundmasse im Gegensatz zu den übrigen Typen gekennzeichnet. Grosse Einsprenglinge eines basischen Kalknatronfeldspaths, wohl meistens Labrador, eines gut idiomorphen Pyroxens, der gelegentlich von Amphibol oder Biotit spärlich begleitet wird, liegen in einer bald panidiomorph-körnig, bald diabasisch-körnig struirten Grundmasse aus Feldspath und Augit. Auch die Eisenerze, wohl vorwiegend Ilmenit, erreichen bedeutende Dimensionen.

Structurell also verhält sich dieser Typus zum Diabas und Gabbro einerseits, zum eigentlichen Augitporphyrit und Melaphyr (es kommen auch olivinhaltige Diabasporphyrite vor) andererseits ähnlich, wie der Granitporphyr zum Granit und Quarzporphyr. Bezeichnend genug tritt dieser Typus bei geologischer Selbständigkeit in Gangform auf, so z. B. im Gneiss des Erzgebirges bei Reichsdorf nach Sauer. bei Ekersund in Südnorwegen im Labradorfels nach Hougland, im Silur bei Barnetjern am Fusse des Vettakollen bei Christiania nach Kjerulf, in Sumatra nach Verbeek u. a. O. Hierher kann man nach ihrem Mineralbestande auch einen beträchtlichen Theil der „Gangmelaphyre" des Harzes zwischen Rübeland und Hasselfelde und aus dem Mühlenthal bei Elbingerode stellen, die sich durch typischen Diabasaugit von bräunlichrother Farbe charakterisiren. Ihre nahe Verwandtschaft mit echt porphyritischen Gesteinen giebt sich nicht nur durch das oben (S. 479) erwähnte Vorkommen enstatithaltiger Glieder, sondern auch durch ihren höheren Gehalt an Kieselsäure zu erkennen, sowie durch öfteres accessorisches Auftreten von Biotit. Andere Repräsentanten dieser Gangformation zumal vom Klausberge bei Wernigerode sind als typische Augitporphyrite entwickelt, denen nicht selten die Augite erster Generation fehlen. Die überraschende Mannichfaltigkeit in der Structur und im mineralogischen Charakter dieser geologisch einheitlichen Gangformation lässt mit grosser Wahrscheinlichkeit auf zeitlich verschiedene, wenn auch der gleichen Periode zugehörige Entstehung der Gangspalten und auf sehr verschiedenen intratellurischen Entwicklungszustand des injicirten Magmas schliessen. — Dann aber ist der Diabasporphyrit eine sehr häufige Structurfacies von eigentlichen Diabasen (cf. S. 193) und von Augitporphyriten. Im letzteren Falle dürfte diese Facies als eine centrale aufzufassen sein. Sie scheint mit Vorliebe in den ergussförmigen Augitporphyriten der gefalteten Gebirge vorzukommen (Vogesen, Alpen, Südportugal u. A.). Dann lassen sich auch in höherem oder geringerem Grade die bei Besprechung der Diabase hervorgehobenen dynamometamorphen Veränderungen im Mineralbestande und in der Structur wahrnehmen. Hierher könnten vielleicht manche der Uralitporphyre und Augitporphyre gehören, welche G. Rose in seiner Reise nach dem Ural beschreibt, und deren mehr oder weniger deutlich schiefrigen Charakter er mehrfach hervorhebt.

Breñosa beschreibt gangförmige Diabasporphyrite aus Granit und Gneiss der Gegend von S. Ildefonso; seine Darstellung lässt

deutlich erkennen, dass das Korn der Grundmasse von der Mächtigkeit der Gänge, also von der Geschwindigkeit der Abkühlung abhängig ist. Ein Vorkommen (Pata de la Vaca) enthält auch primäre Hornblende. Der Plagioklas ist zu farblosem Glimmer umgewandelt. Die Anwesenheit mechanischer Deformationen geht deutlich aus der präcisen Beschreibung hervor.

Hill und Bonney (Q. J. G. S. 1878. XXXIV. 222) besprechen gangförmige Vorkommnisse aus dem Granit des Charnwood Forest von Mount Sorrel, Buddon Wood und Brazil Wood, welche der Beschreibung nach hierher gehören dürften.

Als Spilittypus der Augitporphyrite oder als Spilit sollen die einsprenglingsfreien oder doch sehr einsprenglingsarmen, durch ihre auffallende Neigung zur Mandelsteinstructur ausgezeichneten, leicht verwitternden Augitporphyrite bezeichnet werden, welche in der Litteratur bald als dichte Diabase, Diabasmandelsteine, Kalkdiabase, Variolites du Drac, Blattersteine und Verwandtes bekannt sind. Es sind oft überaus schlackige Felsarten, deren Poren meistens mit Carbonaten (Calcit, Braunspath) und Mineralien der Chloritfamilie (Delessit, Chlorophaeit u. s. w.), seltener mit Quarz und Chalcedon, Epidot und wohl nur unter gewissen Verhältnissen mit Strahlstein allein oder in mannichfacher Association ausgefüllt sind. Ihr wesentlicher Structurcharakter lässt sich dahin präcisiren, dass ihnen die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger vollständig fehlen. Trotzdem sind sie keineswegs glasreiche Gesteine, vielmehr ist ihr Gehalt an einer eigentlichen Basis gewöhnlich nur aus der Structur, zumal aus dem Reichthum an runden oder gestreckten Poren zu erschliessen, nur in günstigen Fällen und an frischen Gesteinen direct nachzuweisen. Hervorzuheben ist noch, dass für die Bestimmung des Gesteinscharakters die Mandelsteinstructur nicht bindend ist; Mandeln kommen in allen Ergussgesteinen vor und sie sind hie und da recht untergeordnet oder fehlen ganz in den Spiliten. Vielmehr liegt der Charakter dieser Gruppe ganz besonders in dem Zurücktreten der intratellurischen, in der Reichhaltigkeit der Ausscheidungen der Effusionsperiode. Der Name Spilit wurde von Alex. Brongniart 1827 für diese Gesteine eingeführt, allerdings auch für mandelsteinartige Glieder der eigentlichen Augitporphyrite benutzt.

Die Spilite haben ihre Hauptverbreitung als Decken und Lagergesteine in den palaeozoischen Schichtensystemen. Der hier gegebenen Beschreibung liegen Gesteine von Weilburg, Dillenburg, Sechs-

helden, Diez, Balduinstein im rheinischen, vom Teufelsberg, Silberberg, Labyrinthenhof, Berneck und Weberschwang im fichtelgebirgischen Devon, besonders auch die schon von Delesse mustergiltig untersuchten Vorkommnisse aus dem devonischen, vielleicht auch culmischen Übergangsgebirge der Vogesen und der Haute-Saône (La Fresse, Faucogney, Saint-Bresson, Raon-l'Etape u. a. O.), sowie portugiesische und corsikanische Repräsentanten zu Grunde. Der Mineralbestand des frisch gedachten Gesteins ist sehr einfach: Kalknatronfeldspath, Diabasaugit, Eisenerze und etwas Apatit in meistens spärlicher, selten reichlicher und dann gern globulitisch gekörnelter Basis. Die Plagioklase bilden stets schmal leistenförmige Individuen, welche die deutlichsten Beweise sehr raschen Wachsthums in häufiger terminaler Gabelung und Zerfaserung. in trichitischer Biegung und sphärolithischer Aggregation, sowie oft in reichlichen schlackig veränderten Glaseinschlüssen zeigen. Die sphärolithische Aggregation dieses Gemengtheils ist eine sehr mannichfache, indem bald zwischen die divergirenden Feldspathleistchen Grundmasse-Streifchen, bald Augitkörner reihenartig eingeklemmt sind, gelegentlich wohl auch Plagioklas- und Augitnadeln in buntem Wechsel förmliche Pseudosphärolithe bilden. Andererseits begegnet man reinen Plagioklassphärolithen, bei denen an allen Fasern sich nach aussen stets neue randliche Fasern ansetzen. Sehr schöne Beschreibungen dieser, der Variolitbildung der Diabase entsprechenden Structurform verdanken wir E. Dathe aus Gesteinen des Oberdevon von Reinsdorf an der Strasse von Plauen nach Oelsnitz: ebenso vom Weinberge bei Weischlitz, vom Höllenthal bei Steben im Fichtelgebirge, vom Galgenberge zwischen Ober- und Niederplanitz und aus den Kugeldiabasen vom Gallenberge bei Lobenstein. Dathe, welcher offenbar die von mir gegebene Erklärung der Diabas-Variolite missverstanden hat, liefert die besten Beweise für deren Richtigkeit. — Der Augit ist entweder in lang nadelförmigen, oft quergegliederten Krystallen ausgebildet und aggregirt sich dann ebenfalls zu divergentstrahligen bis echt sphärolithischen Gruppen, oder er ist in eckig-körnigen Individuen zwischen die Feldspathleistchen eingeklemmt. Die sphärolithischen Aggregate beider Mineralien häufen sich oft um, und setzen sich dann radial an die Mandelwände, oder aber die einzelnen, nicht aggregirten Individuen legen sich tangential um die Mandelwände herum. Wo die sphärolithische Aggregation fehlt, pflegt sehr deutliche Fluidalstructur durch die Anordnung der Plagioklasleistchen bedingt zu

sein. — Wo spärliche Plagioklas- und Augitkrystalle erster, d. h. intratellurischer Generation vorhanden sind, haben diese Form und Eigenschaften, wie im eigentlichen Augitporphyrit. — Mechanische Phänomene lassen sich in diesen, meistens dem gefalteten Gebirge angehörigen Gesteinen oft wahrnehmen. Sie sind durchzogen von schmalen Klüften, an denen (zumal an den Mandelrändern deutlich erkennbar) kleine Verwerfungen stattgefunden haben. Diese sind meistens mit Stengelcalcit senkrecht zur Kluftwand ausgekleidet; der die Mandeln erfüllende Calcit hat stark gebogene Spaltdurchgänge und Zwillingslamellen. Bei grösserer Intensität dieser Phänomene sind die Mandeln nicht mit Calcit, sondern mit Epidot und Strahlstein mit oder ohne Calcit ausgefüllt; auch die Gesteinsmasse selbst ist, oft unter wunderbarer Erhaltung der Structur, mit Epidot und Zoisit erfüllt, die Trümer und Spalten häufen sich zu dichtem Netzwerk und auf denselben, zumal da, wo sie sich kreuzen und erweitern, sind sie mit Quarz, Epidot und einem wasserhellen Plagioklas (? Albit) in adinolartigem Gefüge erfüllt. Die Vogesengesteine von Urbeis und Faucogney liefern gute Beispiele. — Die Glasbasis aller dieser Gesteine ist gern seladonitartig zersetzt.

Analoge Spilite beschreibt C. Schmidt als Gänge und Lager im Flysch des Eisentobels bei Iberg im Kanton Schwyz und des Griesbachtobels bei Château d'Oex (Waadt), V. Hansel aus dem Devon des Zachengrabens u. a. O. in der Gegend von Graz, C. von John aus Persien.

Nach Abscheidung der Diabasporphyrit- und Spilit-Typen bleiben die eigentlichen Augitporphyrite übrig. Diese umfassen wiederum eine Anzahl habituell, z. Th. auch chemisch etwas verschiedener Familien, von denen die folgenden etwa die bedeutsamsten sein mögen.

Als Labradorporphyr oder richtiger als Labradorporphyrit bezeichnet man ein Lagergestein im vogesischen Culm z. B. der Gegend von Gebweiler, welches zuerst eingehend von Delesse in den Vorkommnissen von Belfahy (Haute-Saône), Giromagny und Le Puix unfern Belfort beschrieben und von E. de Beaumont Melaphyr genannt wurde. Die normalen Typen zeigen in einer dichten, grünlichen oder bräunlichen Grundmasse Plagioklaseinsprenglinge, die der Labrador-Reihe angehören, im frischen Zustande wasserhell und glasglänzend, unfrisch meistens grünlich und wachsglänzend sind, und daneben kleine, dunkelgrüne Einsprenglinge eines monoklinen, thonerdearmen Augits von hellgrüner, oft kaum merklicher

Farbe im durchfallenden Lichte, selten vereinzelte, zu Serpentin oder einem Gemenge von Carbonaten und Limonit gewordene Olivine. Diese Gesteine liefern eine bunte Varietätenreihe, makroskopisch durch die sehr wechselnden Mengenverhältnisse von Einsprenglingen und Grundmasse, durch die sehr verschiedene Grösse der Feldspatheinsprenglinge, durch das Auftreten der Mandelsteinstructur und mikroskopisch durch die sehr verschiedenartige Ausbildung der Grundmasse. Sie spielen einerseits hinüber in die Spilite, andererseits in die Diabasporphyrite und sind im normalen Zustande echte Augitporphyrite mit hypokrystalliner Grundmasse. Wenn frisch, so sind die Plagioklase glasig, oft zonar gebaut und reich an Schlacken- und Glaseinschlüssen; bei Zersetzung werden sie trübe durch Kaolin- oder Glimmerbildung, scheiden Calcit aus und füllen sich mit grünen chloritischen Schüppchen und Sphärokrystallen, die z. Th. vielleicht aus den ursprünglichen Interpositionen gebildet, z. Th. in Lösungen zugeführt wurden. — Älter als die Plagioklase sind die im Ganzen spärlichen, scharf idiomorphen, oft Glaseier führenden Augiteinsprenglinge, neben denen gelegentlich etwas rhombischer Pyroxen, meist in Umwandlung zu Bastit, und braune Hornblende, wohl auch einmal Biotit vorkommt. Noch älter ist der accessorische Olivin und die frühesten Ausscheidungen des Magmas sind die Eisenerze, herrschend wohl Magnetit und Apatit. Letzterer ist nicht selten bräunlich gefärbt und schwach pleochroitisch, dabei in dicken, kurzen Säulchen ausgebildet. Zirkon kommt nur sehr selten vor. Die Grundmasse besteht zunächst aus einer zweiten, mikrolithischen Generation von Augit und kurz leistenförmigem Plagioklas, welchem mehr oder weniger reichlich mehr oder weniger quadratische Feldspathdurchschnitte beigemengt sind, welche nach Untersuchungen von Osann kalireich und wohl Orthoklas sind. Dazu gesellt sich endlich ein schwach gelbliches bis bräunliches Glascäment in wechselnder, nie sehr bedeutender Menge. Durch Verschwinden dieser Basis entstehen holokrystalline und panidiomorphe Grundmassen von einer mikroskopisch oft bedeutenden Korngrösse. Ausnahmsweise nimmt die holokrystalline Grundmasse auch diabasisch-körnige Structur an. Diesen gewiss primären holokrystallinen Grundmassen stehen andere gleichfalls holokrystalline, aber meistens sehr kryptomere allotriomorph-körnige Grundmassen gegenüber, die ich als secundär, aus ursprünglicher Glasbasis durch Zerfall entstanden ansehen möchte. — Die Mandeln, welche nicht allzu selten in diesen Labradorporphyriten vorkommen,

sind normal mit Calcit und Chlorit oder Delessit erfüllt, denen sich auch wohl Epidot zugesellt. Interessant ist die Ausfüllung solcher Mandeln mit einem einzigen Delessit-Sphärokrystall, dessen Interferenzkreuz, von positivem Charakter, die Mandel in einen vollkommen regelmässigen Quadranten theilt (Vescemont bei Giromagny).

Nun kommen auch in diesen vogesischen Labradorporphyriten deutliche Spuren dynamometamorpher Einwirkungen vor. Klüfte von mikroskopischer Breite durchsetzen das Gestein nach allen Richtungen, durchqueren die Gemengtheile und verwerfen die Bruchstücke derselben und die Mandelränder gegen einander um winzige Beträge. Diese Klüfte sind bald mit Strahlstein, bald mit Quarz, selten mit einem Gemenge von Quarz und Albit (Le Mugny) erfüllt. Bisweilen lässt sich sicher feststellen, dass die Quarztrümer jünger sind als die von ihnen verworfenen Strahlsteintrümer (St. Maurice). Die Plagioklas- und Augiteinsprenglinge zeigen Zertrümmerungen; die Plagioklase sind in solchen Vorkommnissen z. Th. in Sericit, die Augite fast stets zu Uralit (parallele Amphibolsäulchen) oder Pilit (filzartig unregelmässig verwobene Amphibolsäulchen) geworden, in der Grundmasse begegnet man dem Aktinolith statt des Augits. Auch deutliche Quetschzonen, welche aus adinolähnlichen, kryptomeren Aggregaten bestehen, werden entwickelt und es finden sich nesterartige Massen derselben Substanzen, unter denen ein wasserheller, zwillingsgestreifter Feldspath wohl Albit sein dürfte. Die Mandeln solcher Gesteine enthalten dann gern Epidot (dieser zeigt sich in zierlichen Sphärokrystallen bei Rupt und in einem südportugiesischen Vorkommen) und Aktinolith mit oder ohne Quarz, auch wohl Prehnit in radialstrahligen und blättrigen Massen, so in einem analogen Vorkommen von Cressy-sur-Somme im Morvan.

Ebenso, wie die südvogesischen Labradorporphyrite in naher geologischer Beziehung zu den Spiliten desselben Gebiets stehen, scheint das auch im rheinischen Schiefergebirge der Fall zu sein; so sind mir typische Labradorporphyrite ganz mit den Eigenschaften der vogesischen von den bei Spilit erwähnten Localitäten (Sechshelden, Langenaubach, Balduinstein u. a. O.) bekannt geworden.

Dieselbe Verbindung von labradorporphyritischen und spilitischen Ausbildungsformen zeigt der Öje-Diabas Törnebohm's, welcher die mittlere, 100 km lange und 70—80 m mächtige Decke im cambrischen Sandstein von Dalekarlien bildet.

Auch C. v. John beschreibt beide Typen aus denselben Gegenden Persiens, so aus dem Keretsch-, Tschalus-, Talar- und Dschedscherud-Gebiet. An einzelnen dieser Localitäten und am westlichen Alburs treten überdiess Melaphyre auf, nach welchen hin ja auch der Olivin-Gehalt so mancher Labradorporphyrite weist.

Hierher glaube ich auch die von G. Stache und C. von John beschriebenen Labradorporphyrite aus dem Gneissphyllit des Zwölferspitzgebiets in Tyrol (Zwölfer-, Elfer- und Zehner-Rücken und Wildkaarboden) stellen zu sollen. Dieselben stehen in allerengstem geologischem Verbande mit den früher erwähnten Quarzkeratophyren, wie ja auch im Harz die Keratophyr-Reihe mit der Diabas-Reihe geologisch verknüpft ist, und werden von Stache als „Lagerströme" gedeutet. Die Labradorporphyrite finden sich als Einschlüsse in den Quarzkeratophyren. Diese Gesteine enthalten, wie die vogesischen Labradorporphyrite, ausser den normalen Einsprenglingen accessorisch auch braune oder grüne Hornblende, gelegentlich auch Biotit und etwas Quarz, dessen primäre Natur jedoch auch hier fraglich sein dürfte. Die Grundmasse zeigt denselben Wechsel der Ausbildung, doch scheinen hier die holokrystallinen Formen gegenüber den hypokrystallinen, aber stets glasarmen zu herrschen und Übergänge in hypidiomorph-körnige Formen häufig, solche in spilitische selten zu sein. Hervorzuheben ist die braune Farbe des Augits gegenüber den grünen Pyroxenen der Vogesengesteine. Die Umwandlungserscheinungen sind die normalen. — Sowohl durch den Mineralbestand, wie durch die chemische Zusammensetzung nehmen diese Gesteine eine Zwischenstellung zwischen normalen Augitporphyriten, der Effusivform von Diabasen und Gabbro, und eigentlichen Porphyriten, der Effusivform der Diorite, ein. Der Kieselsäure-Gehalt ist im Mittel 55 %, steigt aber bis fast 60 % und sinkt bis 46 %; in den vogesischen Labradorporphyriten liegt er um 54—55 %. Die Verwandtschaft mit den Ortleriten und Suldeniten ist bei den alpinen Vorkommnissen eine unverkennbare.

Durch einen constanten Gehalt an Enstatit zeichnen sich die von Howitt beschriebenen, den Labradorporphyren der Vogesen chemisch und structurell nahe verwandten Gesteine aus, welche lagerartig im Liegenden der mitteldevonischen Buchan-Kalke zwischen dem Buchan- und Snowy-River, North Gippsland, Victoria auftreten. Auch hier kommen mandelsteinartige Varietäten vor und auch hier findet sich die schon von Delesse in den Vogesen betonte Verbindung mit tuffartigen und breccienartigen Gesteinen.

- In demselben Niveau erscheinen am Zusammenfluss des Buchan- und Murendel-River dichte Diabase mit Augiteinsprenglingen von weit basischerer Zusammensetzung, während zwischen Snowy- und Murendel-River die erstgenannte Varietät gangartig die unteren Buchan-Schichten durchsetzt.

Labradorporphyrite von typischer Ausbildung sind unter den basischen Eruptivmassen des Old Red und Carbon des nördlichen England und südlichen Schottland recht verbreitet, so z. B. mit hypokrystalliner Grundmasse bei Penrith in Cumberland und Eycott Hill, mit allotriomorph-körniger Grundmasse (Langley Ford in den Cheviots, wohl ursprünglich etwas biotitführend), mit panidiomorph-körniger Grundmasse aus hellröthlichem Augit und Plagioklasleisten (Pentland Hills), mit diabasisch-körniger Grundmasse (Alston). — Herrliche Dynamometamorphosen zeigen einige von Clifton Ward beschriebene Vorkommnisse des Lake District. So ist ein Gestein vom Boughton Gill voll Neubildungen von Aktinolith, Prehnit und wahrscheinlich Albit; Granat enthält ein Vorkommen von Sippling Crag, welches den Ortleriten nahesteht. — Ebenso gehört hierher der zuerst von Hull, dann von v. Lasaulx beschriebene Labrador-porphyrit von der Insel Lambay, NO. von Dublin, welcher ein Intrusivlager in untersilurischen Schichten bildet, dessen Eruption in die Zeit des Old Red fällt.

Von weiteren Repräsentanten dieses Typus seien die in den Sammlungen verbreiteten Labradorporphyrite des Ural und der porfido verde antico von Marathonisi am Golf von Kolokythia in Süd-Morea erwähnt. Die Grundmasse des letzteren ist voll allotriomorph-körniger, wohl aus einer Glasbasis hervorgegangener Aggregate. — Verbeek beschreibt analoge Gesteine aus Sumatra. — In typischer Entwicklung treten Labradorporphyrite nach der schriftlichen und bildlichen Darstellung von Irving in den gewaltigen Eruptivmassen des copper bearing district am Lake Superior auf. Irving betont besonders die gelegentliche Mandelsteinbildung und die Verbindung mit spilitartigen Formen. Ein hierher gehöriges Vorkommen von Duluth war schon früher von Streng beschrieben (L. J. 1877. 41 sqq.) und Melaphyr-Porphyr genannt worden.

Sehr nahe verwandt mit diesen Labradorporphyriten, aber stets Kieselsäure-ärmer sind gewisse, oft geologisch mit ihnen nahe verknüpfte Gesteine, die bei gleicher Variabilität in der Grundmassestructur und bei ähnlichem Verlauf normaler Verwitterung und dynamometamorpher Umwandlung unter den Einsprenglingen neben

Plagioklas vielen, oft stark herrschenden Augit oder Uralit enthalten und daher in der Literatur dann die Namen Augitporphyr oder Uralitporphyr führen. Dahin gehören vielleicht die bereits oben bei den Diabasporphyriten erwähnten Vorkommnisse des Ural, die bekannten Gesteine von Upsala und ein Vorkommniss von Dolgelly in Nord-Wales. Die Einreihung gewisser uralischer „Uralitporphyre" an diese Stelle gründet sich auf die Untersuchung eines Handstückes von den Bejutschew'schen Kupfergruben bei Katharinenburg, in welchem trotz massenhafter Neubildung von Aktinolith, Epidot und Albit die Structur des Gesteins und der Einsprenglinge vollkommen erhalten ist.

Beschreibungen solcher Uralitporphyrit-Varietäten von Labradorporphyriten und von normalen Formen finden sich mehrfach in den petrographischen Arbeiten über die Diluvialgeschiebe Norddeutschlands.

Die viel besprochenen triadischen Eruptiv-Massen von Predazzo, welche v. Richthofen Melaphyre nannte, schliessen sich nach Mineralbestand und Structur eng an die Labradorporphyrite an, wenngleich sie im Ganzen vielleicht etwas basischer und erzreicher sind. So weit die selten frisch zu erhaltenden Gesteine, für deren Einzelbeschreibungen auf v. Richthofen, Tschermak, Doelter, Lepsius verwiesen werde, ein genaues Studium gestatten, liegen die meist zonar struirten und oft schlackeneinschlussreichen Plagioklase, die wohl dem Labrador angehören, und die grün durchsichtigen, oft glaseierführenden und schwach pleochroitischen Augite mit den Formen der basaltischen Augite in einer meistens holokrystallinen, aus gestreiften Feldspathleisten und meist ungestreiften Feldspathrectangeln, sowie aus kleinen Augiten zweiter Generation bestehenden, nahezu panidiomorph-körnigen, stark von Erzen durchsprenkelten Grundmasse. Geringe Reste einer graulichen bis farblosen Basis lassen sich in manchen Handstücken direct wahrnehmen; in anderen wird ihre ursprüngliche Anwesenheit durch das Auftreten sehr kryptomerer allotriomorpher Grundmassepartien wahrscheinlich. Die Structur ist oft schön fluidal sowohl in der Grundmasse, wie in der Anordnung der Feldspatheinsprenglinge mit Beziehung auf die älteren Augite. Nesterartige Cumulationen der Einsprenglinge sind nicht selten. Die reichliche Ausscheidung von chloritischen und limonitischen Zersetzungsproducten und von Carbonaten erschwert die Untersuchung dieser Gesteine bedeutend. — Auch unter den „Augitporphyren" des Monzoni-Gebiets und der

Seisser Alp kommen olivinfreie Arten vor, wenngleich ein grosser Theil derselben entschieden zum Melaphyr gehört. Solche olivinfreie Arten beschreibt Lepsius aus der Hauptdecke, welche über den Buchensteiner Knollenkalken und den Schichten mit *Daonella Taramellii* liegen. — Zu den olivinfreien Arten gehört auch der bekannte Uralitporphyrgang von Viezena.

In Gangform sind augitporphyritische, offenbar den basischeren Melaphyren nahestehende Gesteine vielfach in der südalpinen Trias verbreitet; sie enthalten nicht selten accessorisch Hornblende, Biotit, Enstatit und Olivin und wurden von v. Foullon und Lepsius besprochen. Ebenso dürften hierher die von C. v. John beschriebenen Diabasporphyrite aus den Werfener Schichten von Bosnien-Hercegovina gehören.

Eine sehr basische Zusammensetzung besitzt ein von Streng als Hornblendediabas beschriebenes, lagerartig dem Schalstein eingebettetes und in diesen übergehendes Gestein von Gräfeneck bei Weilburg, welches neben grossen Einsprenglingen von basaltischem Augit und Magnetit, sowie etwas Pyrit, auch solche von basaltischer Hornblende mit eigenthümlichen Umwandlungserscheinungen in einer holokrystallinen Grundmasse von Plagioklasleisten, Augitkörnern, Viridit, Apatit und Magnetit enthält. Unter dem Mikroskop erkennt man auch Einsprenglinge von Plagioklas, die nach den beobachteten Auslöschungsschiefen auffallenderweise saurer wären, als die Leistchen der Grundmasse. Die Plagioklase enthalten Flüssigkeitseinschlüsse.

Auch Törnebohm beschreibt offenbar sehr basische Augitporphyrite als Gänge im Granit von Strömstad. Einsprenglinge von Augit und Olivin, z. Th. auch brauner Hornblende liegen in einer Grundmasse aus Feldspath, Magnetit oder Ilmenit, Augit mit Chlorit oder Hornblende. Die Beschreibung schliesst die Deutung dieser Gesteine als Lamprophyre nicht aus.

Als Weiselbergite bezeichne ich einen Typus der normalen Augitporphyrite, wie sie deckenartig im Rothliegenden des Saar-Nahe-Gebietes, und zwar nach Lossen in der mittleren Zone dieser grossen Effusivmasse auftreten und welche am kürzesten und treffendsten als ältere Aequivalente der typischen Augitandesite der Tertiärzeit charakterisirt werden können. Bei normaler Ausbildung liegen spärliche intratellurische Einsprenglinge von glasigem Plagioklas und hellgrünem Augit, der bisweilen von vereinzelten Bronzitkryställchen begleitet wird (Auf der Platt bei Aulenbach) nebst

etwas Eisenerz und Apatit in einer hyalopilitischen Grundmasse (Taf. IV Fig. 1). Der Augit hat oft einen schwachen Pleochroismus, ähnlich demjenigen der Hypersthene. Die Einsprenglinge aggregiren sich gern zu Gruppen und Nestern und sind oft zerbrochen. Die Menge der einsprenglingsartigen Feldspathe und besonders der Pyroxene kann so gering werden, dass sie einzelnen Präparaten vollkommen fehlen (östlich von Börnershof bei Namborn). Die Grundmasse besteht aus zahllosen, schmal leistenförmigen, zwillingsgestreiften, oft gabelförmig endenden, auch wohl trichitisch gebogenen Feldspathleistchen in häufig fluidaler Anordnung und reichlichen idiomorphen Augitsäulchen, an welche sich gern Magnetitkörnchen ansetzen, in einer bräunlichen bis gelblichen Glasbasis. Wo in dieser Glasbasis eine dritte krystallitische Generation von Augit in mancherlei Wachsthumsformen entwickelt ist, bleicht sie sich zum graulich Gelben oder wird ganz farblos. Sie ist stets globulitisch gekörnelt, die Globulite sind bräunlich durchscheinend und um jeden Globulit, wie um die jüngeren Augite, findet sich ein gebleichter Wachsthumshof, der bezeichnenderweise nicht um die intratellurischen Augite wahrnehmbar ist. Zur Zeit ihrer Entstehung war das Magma eben noch hinreichend flüssig, um durch Diffusion locale Substanzveränderungen auszugleichen. Eine schlierige Verwebung dieses Glaskittes mit mikrofelsitischen Strähnen kommt nicht allzu selten vor. Durch weitgehende krystalline Differenzirung der Glasbasis verdichtet sich der Mikrolithenfilz mehr und mehr bis zur fast oder ganz vollständigen Verdrängung derselben. Die Structur geht dann in die pilotaxitische über. Gesteine dieses Typus finden sich, um einige Beispiele zu erwähnen, am Weiselberge bei Oberkirchen, ¼ Stunde von Freisen am Wege nach Hahnweiler, Feldweg vor dem Walde 10 Minuten SW. Roschberg, linke Thalseite östlich von Bornerhof, südlich von Eckersweiler am Waldrande, Auf der Platt bei Aulenbach, bei Niederbrombach (hier mit kugliger Absonderung und variolitischer Ausbildung), Piusweiler u. a. O. — Dieser Typus, welcher sich einerseits eng an die Enstatitporphyrite anlehnt, besitzt olivinhaltige Glieder, welche wir unter den Melaphyren antreffen werden. Das Bestimmende für denselben liegt chemisch in der hohen Acidität der Grundmasse, der geringen Menge der alkalischen Erden und dem starken Herrschen des Natrons unter den Alkalien, structurell in der unverkennbaren Verwandtschaft mit dem Andesittypus der echten Porphyrite. — Mandelsteinstructur ist nicht gerade häufig, aber doch nicht ungewöhnlich. Die Mandeln

sind gern langgezogen. — Ganz frei von Einsprenglingen erscheint dieser Typus bei Kirn mit basisarmer hyalopilitischer Structur; das ist eine Wiederkehr des spilitischen Typus im gefalteten Gebirge.

Von ähnlicher Acidität, aber reicher an Magnesia, ärmer an Eisenoxyden und z. Th. mit mehr Kali als Natron unter den Alkalien sind gewisse Augitporphyrite vom Remigiusberg und Diedelkopf bei Cusel. Ihre Structur ähnelt derjenigen der Labradorporphyrite; bei typisch porphyrischer Entwicklung haben sie panidiomorph-körnige Grundmassen, in denen neben zwillingsgestreiftem Plagioklas kurzrectanguläre Durchschnitte von ungestreiftem Feldspath in beträchtlicher Menge vorkommen. Der geringe Kalk- neben bedeutendem Alkaligehalt lässt auch an anorthoklastische Feldspathe denken, wenn nicht Orthoklas reichlich da sein sollte. Quarz tritt nicht selten in diesen Gesteinen in untergeordneter Menge auf. Hypokrystalline Grundmassen mit geringen Mengen einer Glasbasis scheinen nach Leppla's Darstellung besonders randlich vorzukommen. Der Augit ist grösstentheils zu Uralit und Chlorit umgewandelt; der Feldspath wird durch Verwitterung gern röthlich. Man könnte diese Vorkommnisse, in denen vielleicht die porphyrische Form der hypidiomorph-körnigen leukophyrischen Gesteine des Spiemont (cf. S. 200) vorliegt, Cuselite nennen. Leppla machte interessante Mittheilungen über die Contactphänomene, welche in und um Einschlüsse von Kalkstein, Schiefern, Thonen und Sandsteinen in diesem Cuselit vom Remigiusberge sich entwickelten. In der unmittelbaren Nähe der Kalkeinschlüsse sind die Feldspathe des Cuselit oft gleichmässig braun gefärbt und das Gestein ist erfüllt mit lebhaft grünem Augit und mit Titanit, welcher fast stets einen intensiv braunen Hof wahrscheinlich von Eisenoxyd hat. Der Kalkstein ist erfüllt mit demselben grünen Augit in sehr kurzen gedrungenen Kryställchen, dessen Menge mit der Entfernung vom Contact rasch abnimmt, während ihre Grösse wächst, mit doppelbrechendem Granat, der nie unmittelbar am Contact liegt, mit vereinzelten nesterförmigen Gruppen von Enstatit, nicht gerade reichlichem Titanit in Krystallen ohne Eisenoxydhöfe und anderen nicht sicher zu bestimmenden Substanzen. Auch in den Schiefereinschlüssen hat eine Augitbildung und in manchen glimmerführenden Fragmenten eine fleckschieferähnliche Pigmentanhäufung in Knötchen oder Bändern stattgefunden. Auch variolitische Bildungen, die durch einen Gehalt an Rutil interessant sind, erwähnt Leppla.

Einen structurell und mineralogisch, sowie auch chemisch weit

abweichenden Typus der Augitporphyrite stellen manche Vorkommnisse intrusiver Lagergesteine aus den Lebacher Schichten (mittleres Rothliegendes) des Saar-Rhein-Gebietes vor, für welche ich nach brieflicher Mittheilung Lossen's (Brief vom 12. XII. 1885) den von Steininger zuerst gebrauchten Namen Tholeiit benutze. Das Charakteristische der Tholeiite liegt structurell darin, dass die Grundmasse in der Form einer hypokrystallinen, aber basisarmen Zwischenklemmungsmasse oder Mesostasis auftritt, wie sie S. 490 beschrieben wurde. Diese Structur soll als Intersertalstructur bezeichnet werden (Taf. IV Fig. 2). Durch vollständige krystalline Differenzirung der Mesostasis entsteht eine holokrystalline Ausbildung, welche überaus verbreitet ist. Weit seltener ist der Fall, dass die Mesostasis reines Glas oder eine globulitisch gekörnelte Glasbasis darstellt. Die Menge dieser Mesostasis ist stets gering, durch mehr oder weniger vollständiges Verschwinden derselben entwickelt sich eine hypidiomorph-, und zwar stets eine diabasisch-körnige Structur. Wenn man daher, was wohl richtiger wäre, die Diabase von den Tiefengesteinen trennt, so hätten sie hier ihre nächsten Verwandten. Und thatsächlich zeigen gerade die Tholeiite überaus oft Diabasfacies. Solche holokrystalline und hypidiomorph-körnige Diabas-Facies von Tholeiiten sind es, welche Laspeyres unter Zugrundelegung des Gesteines von Norheim (cf. S. 199) Palatinite nannte, allerdings nicht mit Rücksicht auf die Structur allein, sondern in der Annahme, der Pyroxen sei Diallag und diese Gesteine somit dyadische Gabbro. Wesentlicher aber noch als die eigenthümliche Mesostasisform der sog. Grundmasse ist es, dass die älteren Mineralgemengtheile dieser Gesteine, unter denen ein wohl stets recht basischer Kalknatronfeldspath (er wird stark von Salzsäure angegriffen und hat sehr schiefe Auslöschungen) und ein Diabasaugit mit oft auch pinakoidaler Spaltbarkeit neben prismatischer die wesentlichen und constanten sind, eigentlich gar keine älteren, d. h. intratellurischen Ausscheidungen darstellen, sondern im wahren Sinn des Wortes zur Grundmasse gehören, d. h. Bildungen der Effusionsperiode sind. Die Intersertalstructur ist also eine eigenthümliche porphyrische Structur, die, ganz abgesehen von der Erscheinungsform, sich wie die spilitische durch das Fehlen der intratellurischen Bildungen charakterisirt. Daher verbinden sich diese wesentlichen Gemengtheile auch in diabasisch-körniger Form, der Plagioklas bildet Leisten in divergentstrahliger oder regelloser Anordnung, welche von Augit, wie von einem Cäment eingehüllt

werden. — Übergänge in normale porphyrische Structuren entstehen dadurch, dass accessorisch Olivin oder ein ganz farbloser Enstatit in das Gewebe eintreten. Diese beiden Mineralien sind stets idiomorph, was natürlich das Auftreten von Corrosionserscheinungen zumal am Olivin nicht ausschliesst, und häufen sich daher auch gern zu Nestern an. In selteneren Fällen gesellt sich ihnen ein, dann ebenfalls idiomorpher Augit (meistens von heller grüner oder rosarother Farbe mit geringem Pleochroismus) hinzu. Enstatit und Olivin stehen in einem solchen Wechselverhältniss, dass mit Zunahme des einen der andere an Menge abnimmt. Der Enstatit ist so verbreitet in diesen Gesteinen, wenn auch oft nur in einzelnen Individuen, dass es sich kaum lohnt, die enstatitführenden Abarten mit einem eigenen Namen zu belegen. Ich hatte für dieselben früher die Bezeichnung Palatinit gebraucht, welche man immerhin beibehalten kann, wenn man dieselbe nicht für die Diabasfacies dieser Tholeiite verwenden will. Alle diese Gesteine enthalten reichlich Eisenerze, zumal Ilmenit. — Zu den enstatitarmen oder enstatitfreien Tholeiiten gehören u. A. die Vorkommnisse aus dem ersten Bahneinschnitt von St. Wendel nach der Türkismühle, von Roschberg, vom Steinbruch am Höchster westlich von Theley, von Bergweiler am Ausgang nach Dersdorf, zu den enstatitreichen die Gesteine vom Schaumberg bei Tholei, von Martinstein u. a. m. — Der Olivingehalt mancher Tholeiite führt hinüber zu den entsprechenden Typen unter den Melaphyren.

Mit den Tholeiiten besitzen gewisse Ganggesteine des nördlichen England, welche Teall beschrieben hat, eine grosse Ähnlichkeit. Dieselben durchbrechen die Schichten der Kohle, ohne in das Perm einzudringen, und senden gelegentlich intrusive Lagergänge in die Schichten. Hierher gehören die als Hett-dyke, Tynemouth-dyke und Hebburn-dyke bezeichneten Vorkommnisse. Ganz besonders wichtig sind die von Teall gebührend hervorgehobenen Ähnlichkeiten dieser Gänge mit dem intrusiven Whinsill einerseits (cf. S. 203) und mit Gängen desselben Gebiets, welche bis in den Oolith hinaufgreifen und wahrscheinlich der miocänen Eruptivperiode des nördlichen Britannien angehören. — Auch die in Deutschland so häufige Verknüpfung der Tholeiite mit Melaphyren fehlt nicht; zur letzteren Gruppe gehört der Morpeth-dyke. Genetisch interessant ist es, dass die Anorthit-Einsprenglinge des Tynemouth-dyke, dessen Structur aus der intersertalen in die normal porphyrische lebhaft hinüberspielt, wo sie nesterartig sich zusammendrängen,

gegen einander allotriomorph, gegen die Gesteinsgrundmasse hin idiomorph begrenzt sind. Dieses, sowie der Umstand, dass eine äussere Anwachszone derselben sich um einen stark corrodirten Kern mit unregelmässigen Umrissen legt, spricht deutlich für die ältere, wohl intratellurische Bildung der Anorthit-Einsprenglinge gegenüber der intersertalstruirten Hauptmasse des Gesteins.

Als Augitvitrophyrite sind Gesteine zu bezeichnen, welche in einer meistens tiefbraun oder gelb gefärbten Glasbasis nur spärliche mikrolithische Ausscheidungen von Plagioklas, Augit und Eisenerzen führen. Es ist charakteristisch für dieselben, dass die oft in Wachsthumsformen ausgebildeten krystallinen Gemengtheile als Ansatzpunkte für kaum durchscheinende, braune bis opake sphärolithische Gebilde dienen, welche auch selbständig in der Basis liegen und stets von hellen Wachsthumshöfen umgeben sind. Die Plagioklase enthalten oft Centra von Glassubstanz. Solche Gesteine beschrieb Törnebohm als glasige Trappe in schmalen Gängen oder als Gangsalbänder im Kalk von Samuel Anders-Grube, Kirchspiel Grangärde und von Kallbacken im Kirchspiel Floda in Dalekarlien, im Granit von Carlberg bei Stockholm und im Diabas von Torsaakers Kyrka in Södermanland. — In derselben Form finden sie sich mehrfach im Gneiss und Granit der Umgegend von Rio de Janeiro. — Ebenso gehören hierher die als Sordawalit (Salband eines Diabasganges im Gneiss) und Wihtisit (2—3 Zoll breiter Gang in Granit) in den Lehrbüchern der Mineralogie aufgeführten finnischen Vorkommnisse. — Wahrscheinlich haben auch von Wadsworth (Proceed. Boston Soc. nat. hist. 20 Febr. 1878. 315) beschriebene Gänge im Amphibolgranitit von Rockport hier ihren Platz; vielleicht auch Niedzwiedzki's „Melaphyr" aus der Gegend von Zoronino im westlichen Balkan. Die Zugehörigkeit zu irgend einem der oben aufgestellten Typen wäre bei diesen Augitvitrophyriten nur chemisch festzustellen. — Auch H. von Foullon beschreibt Augitvitrophyrite mit nahezu farblosem Augit und bräunlichen radialfasrigen Sphärolithen von Casa Creme bei Recoaro und von Glerchebe oberhalb Casa Creme aus Wengener Schichten.

Ebenso, wie unter der Bezeichnung Augitporphyrite eine Anzahl recht verschiedener Gesteinstypen zusammengefasst wurden, soll hier das Wort Melaphyr als Sammelnamen für mehrere structurell und substanziell unterscheidbare Typen verwendet werden, denen allen es gemeinschaftlich ist, dass sie palaeovulkanische Ergussgesteine darstellen, welche durch die bei normaler Entwick-

lung einsprenglingsartig hervortretende Mineralcombination eines Kalknatronfeldspathes mit Augit und Olivin charakterisirt sind. Das Unterscheidende gegenüber den Augitporphyriten liegt demnach in dem constanten und reichlicheren Auftreten des Olivins neben den der ganzen Familie eigenen Componenten. Hiervon abgesehen ist die, auch durch Zwischenglieder und Übergänge dargethane Verwandtschaft dieser beiden Gruppen sehr gross und drängt sich besonders dadurch dem Bewusstsein auf, dass mehrere der oben beschriebenen augitporphyritischen Typen bei den Melaphyren mit so übereinstimmenden Eigenschaften wiederkehren, dass man sie geradezu mit demselben Namen unter Hinzufügung des Wortes olivinhaltig benennen kann.

Indem für die Geschichte des petrographischen Begriffs Melaphyr bis zur Zeit des Beginns mikroskopischer Forschungen auf die Angaben der petrographischen Lehrbücher verwiesen werden mag, sei hier nur constatirt, dass sich in den sechziger Jahren aus dem Widerstreit der Meinungen allmählig die Annahme herausgebildet hatte, der Melaphyr sei ein aus Oligoklas und Augit mit Magnetit zusammengesetztes massiges Gestein. Besonders der Oligoklasgehalt wurde betont und von diesem wesentlich die Existenzberechtigung des Melaphyrs als einer selbständigen Gesteinsgruppe abgeleitet. Mit dieser Annahme stimmte allerdings die chemische Zusammensetzung der als Melaphyr bezeichneten Felsarten oft nur recht schlecht und wohl die meisten Petrographen jener Zeit hielten an der gegebenen Definition nur desswegen fest, weil man keine andere bessere an ihre Stelle setzen konnte, bestimmten dagegen den Melaphyr wohl nie nach dieser Definition, sondern nach dem allgemeinen Habitus und dem geologischen Vorkommen. Und will man die Wahrheit eingestehen, so war auch das geologische Moment das Einzige, was die Melaphyre zusammenhielt und was bei allem Schwanken in den Anschauungen über den mineralogischen Bestand stabil geblieben war. Wenn man sich zu der Tschermak'schen Feldspaththeorie bekannte und dann doch gestehen musste, dass wohl ein Plagioklas in den Melaphyren oft nachgewiesen war, dass aber die specielle Bestimmung desselben als eines Oligoklas auf recht schwachen Füssen stand, so lag in Wirklichkeit vom rein mineralogisch-petrographischen Standpunkt kein rechter Anlass vor, den Melaphyr noch länger vom Diabas zu trennen, wenn man nicht in ungebührlicher Weise den „chloritischen Gemengtheil" des letztgenannten Gesteins betonen wollte. Das sind Reflexionen, welche

unzweifelhaft auf die frühesten mikroskopischen Untersuchungen über Melaphyre influirten. Schon in den ersten Mittheilungen Zirkel's über Melaphyre im Anhang zu seiner classischen Arbeit über die Basaltgesteine und mehr noch in der Dissertation von Haarmann ist der hier aufgestellte Melaphyrtypus stellenweise mit grossem Glücke bestimmt. Und dennoch sprach sich schon Haarmann und nach ihm (1873) Zirkel dahin aus, dass der Melaphyr wohl nur eine provisorische Existenz haben könne, dass er bei weiterem Fortschreiten mikroskopischer Untersuchungen bald von der Bühne verschwinden werde, damit sich glückliche Erben in seine Habe theilen, von welcher der Löwenantheil wohl dem Diabase zufallen werde. — Die Haarmann'sche Arbeit kann gewiss bei keinem ruhigen Leser eine solche Anschauung wachrufen; vielmehr scheint es mir, dass man aus derselben die Überzeugung gewinnen musste, es bestehe ein meistens der Kohle und dem Rothliegenden zugehöriges Massengestein, welches bei porphyrischer Structur einen Plagioklas, Augit, Olivin, Apatit und Eisenerze enthalte. Das wahr ein sehr wohl charakterisirter Typus, dieser Typus war bis dahin nicht mit der gleichen Schärfe erkannt und hatte jedenfalls im petrographischen System bis dahin keine Stellung und keinen Namen. Was lag also näher, als endlich den viel umhergeworfenen Terminus Melaphyr an diesen festen Begriff zu binden. Wenn einige bis dahin zum Melaphyr gerechnete Gesteine sich diesem Typus nicht einverleiben liessen, so bewies das ja doch nur, was man längst ahnte, dass sie eben keine Melaphyre seien, dass man bis dahin unter diesem Begriff heterogene Dinge zusammengefasst hatte und dass zur Zeit der Kohle und der Dyas ebenso, wie in allen andern geologischen Epochen verschiedene Massengesteine zur Eruption gelangt waren.

Während Haarmann und auch Zirkel dem einen Extreme zuneigen, und den Melaphyr gänzlich zu beseitigen geneigt sind, hat Doelter in der oben citirten Arbeit über Monzoni-Gesteine sich zu dem andern Extreme hinreissen lassen; er nimmt dem Melaphyr jegliches bestimmte mineralogische Attribut, fasst unter diesem Namen alle schwarzen Porphyre Süd-Tyrols zusammen und stellt sie unter Berufung auf geologische Schwierigkeiten die durch Tschermak's Untersuchungen an diesen Vorkommnissen glücklich inaugurirte Sonderung derselben wieder in Frage.

Bořicky adoptirt in seiner reichhaltigen Arbeit über die Melaphyr-Gesteine Böhmens ziemlich genau den Melaphyrbegriff Doel-

TER's und definirt diesen dahin, der Melaphyr sei ein „feinkörniges oder krystallinisch dichtes (selten kleinkörniges), häufig mandelsteinartiges, im frischen Zustande schwärzlichgraues, grünlichschwarzes oder grünlichgraues, im verwitterten Zustande bräunliches oder gelbliches Eruptivgestein der Dyas oder Permformation, das aus einem Gemenge von vorwaltendem Feldspath der Oligoklas- oder Andesin-Reihe (selten der Labradoritreihe) oder von vorwaltendem Orthoklas und Plagioklas mit Augit oder Amphibol (Diallag, Bronzit), Magnetit und mehr oder weniger Olivin besteht und in dem gewöhnlich der augitische Gemengtheil zum Theil oder durchgehends durch ein staubig oder körnig glasiges Cäment vertreten wird". Man sieht, das ist ein zu weit gefasster Begriff, unter welchen so ziemlich alle dyadischen Eruptivgesteine passen, so wechselnd und verschieden auch ihre Zusammensetzung ist. Die Unhaltbarkeit so dehnbarer Definitionen wird besonders dann klar, wenn man sich vergegenwärtigt, dass z. B. alle tertiären Eruptivgesteine vom Trachyt bis zum Basalt inclusive unter einem ähnlichen Begriff zusammengefasst werden könnten. In der Wirklichkeit gestaltet sich die Sache in Bořicky's Arbeit nicht so schlimm, weil die böhmischen Melaphyre eben wirklich Melaphyre sind. So fallen zunächst alle Hornblende-Gesteine fort, da Bořicky selbst angiebt, dass Hornblende nirgends mit Sicherheit constatirt werden konnte; von den Orthoklas-Melaphyren wird angegeben, dass sie nicht scharf getrennt werden können, da sie allenthalben in Plagioklas-Melaphyre übergehen. Demnach ist der Orthoklasgehalt, wenn überhaupt in dem Maasse unter den Einsprenglingen vorhanden, was ich glaube bezweifeln zu dürfen, im höchsten Falle ein localer, nirgends ein wesentlicher.

In der ersten Auflage dieses Buchs schlug ich vor, den Namen Melaphyr für die vortertiären porphyrischen Gesteine zu gebrauchen, welche durch die Mineralcombination Plagioklas-Augit-Olivin charakterisirt seien. Es scheint, dass dieser Vorschlag von petrographischer Seite ziemlich allgemein angenommen worden ist. So möge er denn dieser Gruppe in der oben angegeben präciseren Fassung bleiben. Man muss sich indess gegenwärtig halten, dass von geologischer Seite z. Th. auf den Olivingehalt kein so grosses Gewicht gelegt wird, und daher auch manche der hier bei den Augitporphyriten behandelten Typen zum Melaphyr gezogen werden.

Von vereinzelten abweichenden und ganz eigenartigen Vorkommnissen abgesehen, kann man bei den Melaphyren drei Haupttypen

unterscheiden, den Weiselbergit-Typus, den Labradorporphyrit-Typus und den Tholeiit-Typus, um dieselben mit den nächsten verwandten augitporphyritischen Formen zu parallelisiren. Diese drei Haupttypen sind nicht absolut von einander geschieden, ebensowenig wie die entsprechenden olivinfreien Gesteinsformen; es giebt vermittelnde Ausbildungsformen hier, wie dort. Aber bei typischer Entwicklung sind sie leicht zu erkennen und nach Mineralbestand, Structur und chemischer Zusammensetzung gut charakterisirt. Die Übergänge und vermittelnden Formen ordnen sich so, dass vom Weiselbergittypus zum Labradorporphyrittypus und von letzterem zum Tholeiittypus der Übergang häufig ist, ein directes Überspringen aus dem Weiselbergittypus in den Tholeiittypus wohl kaum vorkommen dürfte. Man wird nicht fehl gehen, wenn man auch nach der Acidität den Labradorporphyrittypus in die Mitte der beiden übrigen stellt. Diese drei Haupttypen mögen nach Vorkommnissen des Saar-Nahe-Gebietes eine kurze Darstellung finden.

Für den Weiselbergit-Typus des Melaphyrs ist es mineralogisch charakteristisch, dass der Olivingehalt nie ein sehr bedeutender wird, dass Bronzit oder Enstatit vikariirend für denselben eintreten kann, und dass mit zunehmender Menge des nur einsprenglingsartig auftretenden Olivins die Menge des Augits, sowohl in den Einsprenglingen, wie in der Grundmasse entschieden abnimmt. Es können zuletzt recht augitarme Gesteine sich entwickeln. Die Bildung des Olivin erfolgt unmittelbar nach derjenigen der Erze (Magnetit) und des Apatit, geht derjenigen des eventuell vorhandenen Enstatit und Augit voraus. Soweit nicht Corrosionsphänomene eintreten, ist der Olivin vollkommen idiomorph. Die Grundmasse, deren Menge gegenüber den Einsprenglingen stets eine recht überwiegende ist, besteht aus Plagioklasleisten und Augit von hellgrüner Farbe mit allen den Eigenthümlichkeiten, die bei den Weiselbergiten geschildert wurden, in einer mehr oder weniger reichlichen, globulitisch gekörnelten und meistens gelblich bis bräunlich, seltener graulich oder fast farblos durchsichtigen Glasbasis. Die Menge der letzteren kann bis auf schwer nachweisbare Häutchen abnehmen oder ganz verschwinden. Die Structur des Gesteins ist also meist eine hyalopilitische, seltener eine pilotaxitische. Bei holokrystalliner Differenzirung derselben wird sie nie hypidiomorph-, sondern panidiomorph-körnig. Die intratellurischen Einsprenglinge können bis auf die Erze, den Apatit und Olivin mehr oder weniger fehlen (Kreuznach), selbst die Bildung des Olivin kann in seltenen

Fällen auf die Effusionsperiode beschränkt werden (Landeshut) und dieses Mineral ist dann schwer vom Augit zu unterscheiden. — Als accessorischer Gemengtheil ist Biotit in Einsprenglingen gelegentlich reichlich vorhanden. Solche Weiselbergit-Melaphyre stehen also in allernächster Verwandtschaft zu Weiselbergit, Enstatitporphyrit und auch wohl zu Glimmerporphyrit und sind demnach trotz ihrer Plagioklas-Augit-Combination eigentlich effusive Aequivalente von Dioriten; sie entsprechen genau gewissen olivinführenden Augit-Andesiten der neovulkanischen Reihe. — Fluidale Anordnung der Grundmasse-Feldspathe ist sehr verbreitet. — Die Olivine sind meistens stark zersetzt und nicht nur in Serpentin, sondern auch im Gemenge aus Carbonaten mit Limonit und Quarz oder Chalcedon, wie es scheint auch hie und da in Talk umgewandelt.

Hierher rechne ich von den Melaphyren des sog. Grenzlagers im Rothliegenden des Saar-Nahe-Gebiets die Vorkommnisse auf dem Wege von Bosen nach Schwarzenbach, 20 Minuten von ersterem Orte (nur Olivin ist in älterer Generation, Augit, Bronzit und Feldspath in jüngerer Generation vorhanden). NW. von Thallichtenberg, Weg von Berschweiler nach Rohrbach, Dreisbach, Holzmühle bei Limbach, Bornerhof am Bahnübergange zwischen St. Wendel und Türkismühle, an der Brücke unterhalb Sötern, Steinerne Hecke links am Wege von Bosen nach Schwarzenbach, am Ausgang von Schwarzenbach nach Braunshausen, zwischen Körborn und Baumholder (neben Magnetit auch Haematit vorhanden, wohl etwas Orthoklas in der Grundmasse), 5 Minuten W. von Reidscheid u. a. m.

Derselbe Typus kommt unter den niederschlesischen Melaphyren der Gegend von Landeshut, und auch hier zusammen mit Weiselbergiten und Enstatitporphyriten vor. Fast oder ganz einsprenglingsfreie Formen scheinen verbreitet zu sein. Braune Hornblende erwähnt Coleman aus Melaphyr von Waldenburg. Der von demselben Verfasser aus dem Melaphyr vom Rosenthal bei Johannisberg angegebene Quarz in rundlichen Körnern mit radialgestellten Kränzen von zersetztem Augit und frischerem Amphibol dürfte doch wohl fremder Einschluss sein. Sehr glasreich wäre der geologisch mit den echten Melaphyren verknüpfte Weiselbergit von der Goldspitz bei Schönau; doch stimmt Analyse und specifisches Gewicht nicht ganz mit der Beschreibung.

Soweit mir Proben vom Netzberg, Thierathal, Hohenstein, Rabenkopf und Wiegersdorfer Thal bekannt wurden, gehören auch die oft beschriebenen Ilfelder Melaphyre entschieden zum Weisel-

bergit-Typus. Sie sind im Ganzen olivinarm, dagegen nicht selten reich an Bastit, der aus rhombischem Pyroxen hervorging, gelegentlich auch Biotit-führend. Die nahe Beziehung zu dem Weiselbergit giebt sich auch dadurch kund, dass gelegentlich schlierenartige Verwebung einer gelblichen Mikrofelsit-ähnlichen Basis mit normaler Glasbasis vorkommt (Wiegersdorfer Thal). Recht charakteristisch ist die Armuth an Feldspatheinsprenglingen und die nach (100) tafelförmige Gestalt der Augite. — Nach Wolff's Beschreibungen könnten die oft biotitreichen Melaphyre vom Eberhaidekopf, Reisigenstein, Schörtekopf, Finsterleite und Loibesberg bei Kleinschmalkalden in Thüringen diesem Typus nahestehen. In der Nähe der Stollnbachswand an der Strasse nach Friedrichsrode beobachtete Wolff an der Grenze vom unteren Rothliegenden und Melaphyr einen kuglig abgesonderten Kohlensandstein, dessen eigenthümliche Structur der Einwirkung des Melaphyr zugeschrieben wird. Die Structur der Ilfelder Melaphyre ist durchweg hyalopilitisch, diejenige der genannten thüringischen Vorkommnisse lässt sich nicht mit voller Sicherheit aus der Beschreibung erkennen; die mitgetheilten Analysen stimmen nicht recht mit der Beschreibung.

Ein zweiter Melaphyrtypus ist besonders in der Gegend von Oberstein und Idar verbreitet und möge kurz als Navit (Nava = Nahe) bezeichnet werden. Unter den Augitporphyriten ist ihm der Labradorporphyrit am nächsten verwandt und wenn die Labradornatur der Feldspatheinsprenglinge sicherer constatirt wäre, könnte man das Gestein geradezu olivinhaltigen Labradorporphyrit nennen. Das Charakteristische liegt in der Reichhaltigkeit an Einsprenglingen von Olivin, welcher fast immer die oben S. 489 besprochene Umwandlung zu rothen glimmerähnlichen Substanzen erfahren hat, und Plagioklas neben spärlichem Augit (selten auch Enstatit) in einer entweder holokrystallinen oder glasarmen hypokrystallinen Grundmasse, welche vorwiegend aus kurz- und breitleistenförmigen und aus rectangulären bis quadratischen Feldspathdurchschnitten mit verhältnissmässig wenig Augit zweiter Generation (Taf. IV Fig. 3) besteht. Die quadratischen Feldspathdurchschnitte zeigen meistens keine Zwillingsstreifung, der jüngere Augit ist um so mehr idiomorph, je mehr glasige Basis vorhanden ist. Die Menge desselben ist nie gross. Das Eisenerz ist z. Th. Magnetit, z. Th. Ilmenit, während in den Olivin-Weiselbergiten Ilmenit wohl nur recht selten, Eisenerz überhaupt spärlich vorhanden ist. Die an Menge meist unbedeutende Basis von helleren Farben, als in den Olivin-Weisel-

bergiten ist oft globulitisch gekörnelt; sie bildet einen Glaskitt für die Grundmassengemengtheile; wo aber die letzteren grössere Dimensionen gewinnen, da wird die Basis auf die Form einer eckig-polygonal eingeschalteten Mesostasis zurückgedrängt und so entstehen Annäherungen an die dritte Form, die Olivin-Tholeiite, welche um so deutlicher werden, je mehr die Einsprenglinge dann ebenfalls neben den sich mächtiger entwickelnden Grundmasse-Gemengtheilen zurücktreten. Merkwürdig oft, ohne dass indessen hierauf Gewicht zu legen wäre, sind die Feldspath-Einsprenglinge auf Klüften und Spalten von Haematithäuten durchzogen und dadurch schon für das blosse Auge rothgefärbt. — Mandelsteinstructur ist häufig und es sind die Mandeln gern mit Zeolithen theilweise erfüllt, was bei den übrigen Typen nur selten vorkommen dürfte.

Als normale Repräsentanten dieses Typus seien die Gesteine von Idar, vom Tunnel bei Oberstein, von Hopstaedten, vom Heisterberg an der Bahn zwischen St. Wendel und Türkismühle und von Asweiler genannt. Verbindende Formen zwischen dem Navit und dem Olivin-Weiselbergit-Typus kommen an der Trier-Birkenfelder Chaussée zwischen Sötern und Türkismühle, am Mausemühler Tunnel, an einer Kuppe bei Hof Imsbach rechts am Wege nach Theley, am Ausgange von Reidscheid nach Freisen, Übergänge in den dritten Typus bei Asweiler vor.

Auch aus dem Rothliegenden des Becken von Senones beschreibt Ch. Vélain Melaphyre vom Navit-Typus, welche nach der hangenden Grenzfläche hin recht glasreich werden. Sehr interessant ist die Beobachtung, dass in den Tuffen dieser Gesteine birnenförmige Blöcke auftreten, offenbar Melaphyrbomben, mit compactem Centrum und schlackiger Hülle. Ihre Zusammensetzung ist die normale der ergossenen Melaphyre, aber die Magnesiasilikate herrschen vor. — Olivinarm und augitfrei ist ein Mandelsteinmelaphyr aus dem Rothliegenden von Provenchères und Rémémont. Der Olivin des letzteren ist in röthlichen Hypersthen umgewandelt. — Von La Grande-Fosse werden vitrophyre Melaphyre und solche des Tholeiit-Typus beschrieben.

Eine zwischen dem Navit und dem Olivin-Weiselbergit-Typus vermittelnde Stellung nehmen nach mir spärlich bekannt gewordenen Proben auch die sächsischen carbonischen Melaphyre in der Gegend von Zwickau und Planitz ein. In den Vorkommnissen von Wildenfels bei Zwickau scheint zwischen Olivin und Biotit, der bisweilen Druckfiguren zeigt, eine ähnliche Wechselbeziehung zu bestehen,

wie sonst zwischen Olivin und Enstatit. Die Mandeln in dem Melaphyr von Cainsdorf bei Zwickau sind z. Th. mit Steatit erfüllt nach Dalmer's Mittheilungen.

Dem Navit-Typus sehr nahe scheinen nach Bořicky's Darstellung seine augitarmen bis augitfreien Melaphyre von Walditz bei Kostálov, Poric bei Semil, Loukov zwischen Ruppersdorf und Semil. Borkov, Kundratitz, Nedves, Zar, Kostálov, Saskal, Liebenau u. a. m. zu stehen. — In typischer Ausbildung findet er sich am Carlton Hill bei Edinburg, bei Fréjus im Dép. du Var und, um ein recht fernes Beispiel zu wählen, unter den von Fraas und Möhl beschriebenen Melaphyren, welche von Tuffen begleitet an zahlreichen Punkten im Kreidesandstein des Libanon auftreten, so bei Bscherre.

Der Structur nach dürften dem Navit-Typus auch die allerdings basischeren Decken- und Gang-Melaphyre in der südalpinen Trias gehören, wie sie mir durch Handstücke aus dem Fassathal von der Seisser-Alp, von der Cresta da Pell und von Bufaure bekannt wurden, sowie der Nonesit Lepsius' von der Mendola zwischen Schlern- und Hauptdolomit am Wege vom Dorfe Rufré nach dem Mendel-Wirthshaus. Es sind stets glasarme Gesteine mit sehr schwankendem, aber oft recht bedeutendem Gehalt an Augit, Übergänge in Intersertalstructur sind recht häufig. — Hervorzuheben ist eine Beobachtung von v. Foullon, wonach der Olivin eines Melaphyrs aus dem Val Zuccanti in Biotit umgewandelt ist.

Eine eigenthümliche holokrystallin-porphyrische Abart des Melaphyrs wurde mir durch H. Teall's Freundlichkeit aus den Stichill-Bergen bei Kelso in Roxburghshire bekannt. Einsprenglinge von Plagioklas mit den gelegentlich des Tynemouth-Tholeiit besprochenen Corrosions- und Wachsthumsphänomenen, ebenfalls stark corrodirtem Olivin und ebensolchem mit Olivin durchwachsenem Pyroxen liegen in einer aus Plagioklas und Augit zweiter Generation bestehenden Grundmasse, die stellenweise recht reichlich auch jüngeren Olivin enthält. Die gegenseitige Durchdringung von Augit und Olivin, welche sonst an keinem Gestein beobachtet wurde, kann förmlich zu einer Art „Mischkrystallen" führen, in denen dann oft der Augit in gleichmässiger Orientirung nach (100) lamellar polysynthetisch verzwillingt ist.

Nach Stein's Beschreibung gehören wohl auch die nach Stur's Beobachtungen dem Rothliegenden untergeordneten Melaphyre der kleinen Karpathen zwischen Breitenbrunn und Neustift grossentheils dem Navit-Typus an.

Der am meisten basische Typus des Melaphyrs entspricht nach Mineralbestand und Structur dem Tholeiit-Typus der Augitporphyrite und möge als Olivin-Tholeiit bezeichnet werden. Auf den zumal oft durch Enstatit vermittelten Übergang der olivinhaltigen und olivinfreien Tholeiite wurde oben bereits hingewiesen. Ilmenit ist das herrschende Eisenerz. Die Structur ist genau die gleiche, wie bei Tholeiit; Übergänge in hypidiomorph-körnige, den Olivin-Diabasen genau entsprechende Formen sind nicht selten. Andererseits entstehen durch Zunahme der, dann wohl stets rein oder globulitisch-gekörnelten glasigen, seltener mehr oder weniger mikrolithisch entglasten Mesostasis basisreiche Gesteine, denen dann ganz naturgemäss der Augit der zweiten Generation, welcher ja jünger ist, als der Feldspath, fehlt — eine Erscheinung, welche oft in der Literatur hervorgehoben wird. Auch bei dem Olivin-Tholeiit ist ausser dem Olivin und Ilmenit oft eine durchaus idiomorphe ältere Augitgeneration vorhanden (5 Minuten von Oberkirchen, links der Strasse nach Schwarzerden). Dieser Typus hat im Saar-Nahe-Gebiet eine sehr grosse, nach Lossen's Untersuchung wesentlich der Dachzone des Grenzlagers angehörige Verbreitung. Einige Fundorte sind: Lastergraben N. von Überroth bei Wadern, 10 Minuten S. von Braunshausen, Mühle bei Neipel am Ausgang nach Limbach, Weg von Roschberg nach Urweiler, Storz und Bergkopf bei Dersdorf, S. von Obernheim und W. von Bauwald, Bergweiler, Alsfassen, 6 Minuten N. von Salbach, SW. der Gombacher Mühle bei Bliesen, Erzweiler. — Nach Chelius' Darstellung kehrt diese Form im rechtsrheinischen Rothliegenden bei Traisa und Messel nördlich von Darmstadt wieder.

Sehr verbreitet ist dieser Typus auch in anderen Melaphyrgebieten. So gehören nach mir durch Autopsie bekannt gewordenen Vorkommnissen hierher Bořicky's augitreiche Melaphyre Böhmens (Wichova, Horensko, Starkenbach, Lomnitz, Kosinetz, Hrabačov, Brauná u. a.), manche gang- und lagergangförmige Vorkommnisse des nördlichen England (auch Teall's Morpeth-dyke), die von Cohen beschriebenen Gesteine von Cloof bei Capetown und Taba Umlutschue (gangförmig in Granit) in Südostafrika, Keseibe im District Metn in der Kreide des Libanon.

In den Beschreibungen, welche Allport und Hall von englischen, schottischen und irländischen Trappen geben, erkennt man ebenfalls den Olivin-Tholeiit-Typus oft mit Sicherheit. — Nach Pumpelly's Beschreibung, sowie nach derjenigen von Irving u. A.

ist auch in der copper-bearing series vom Lake Superior dieser Typus und seine Übergänge in die Olivindiabase verbreitet. Hier scheint auch eine spilitische Melaphyrform aufzutreten.

Lagorio beschreibt neocome Melaphyre, welche die Typen der Nahe-Gesteine wiederholen, aus dem Thale des Bodrek und der Alma. Sie bilden Gänge und Stöcke; mit ihnen kommen zusammen enstatitführende Tholeiite und Weiselbergite vor.

Durch ihre mit Strahlstein und Plagioklas erfüllten Mandeln sind die von C. Schmidt untersuchten Melaphyre aus dem Verrucano der Kärpfstock-Gruppe im Canton Glarus interessant. Sie enthalten neben Chlorit und Epidot auch lichte Hornblende, sind also ähnlich wie die Spilite umgewandelt. Welchem Typus sie angehören, ist nicht sicher zu erkennen.

Zweifelhaft ist die Stellung eines Gesteins, welches G. vom Rath (Z. D. G. G. 1868. XX. 330) von Campiglia maritima in Toscana als Augitporphyrit beschrieben hat. In einer licht- bis dunkelgrünlichgrauen, vor dem Löthrohr schmelzbaren Grundmasse liegen Orthoklas, Plagioklas mit z. Th. uralitischem Aussehen, Magnetit, dunkler Glimmer, Quarz, welcher von Epidot umhüllt wird oder diesen einschliesst, und Olivin. — Ähnliche Einsprenglingscombinationen fand Hussak in sehr zersetzten Gesteinen aus dem Uteri- und Gustavschacht der Liaskohle von Steierdorf im Banat. In einem solchen der erstgenannten Localität führen die Quarzeinsprenglinge Glasdihexaëder. Biotit und Amphibol treten zusammen auf, daneben Pseudomorphosen von Carbonaten, welche von Olivin oder Pyroxen abstammen.

III. A. e. Familie der Pikritporphyrite.

Literatur.

J. S. Diller, Notes on the peridotite of Elliot County, Kentucky. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 188. 121.
— The genesis of the diamond. Science. 29 Oct. 1886. VIII. No. 195.
Eug. Hussak, Pikritporphyr von Steierdorf im Banat. Verhdl. k. k. geol. R. 1881. No. 14. 258—262.
H. Carvill Lewis, The genesis of the diamond. Science. 15 Oct. 1886. VIII. No. 193.
— On a diamantiferous peridotite and the genesis of the diamond. Geol. Mag. 1887 (3). IV. 22.

Als Pikritporphyrite sind hier einige, noch unvollkommen bekannte Vorkommnisse zusammengefasst, welche nach Mineralbestand und Structur als effusive Formen von Peridotiten aufgefasst werden können. Danach dürfte man erwarten, dass dieselben gewissermassen als feldspathfreie Melaphyre charakterisirt werden könnten, wenn man Melaphyre die palaeovulkanischen Effusivformen von Olivingabbro und Olivindiabas nennt. In der neovulkanischen Reihe würden den Pikritporphyriten dann die Limburgite parallel laufen. Diesem Bilde entsprechen die bisher bekannten Repräsentanten der Gruppe nur zum Theil und nur in beschränkter Weise. Eine einheitliche Darstellung ist noch nicht möglich.

Die ältest bekannten Glieder der Pikritporphyrite stehen in engstem geologischem Verbande mit den feldspathfreien Olivindiabasen des Fichtelgebirges und wurden mit diesen als Palaeopikrite (cf. S. 260 sqq.) von Gümbel zusammengefasst. Sie beweisen wieder die fremdartige Stellung der Diabase unter den Tiefengesteinen und ihre nahe Verwandtschaft mit vorwiegend wohl intrusiven Formen von Ergussgesteinen. So zeigen die Pikrite von Marlesreuth und von Pressek im Fichtelgebirge z. Th. in beträchtlicher Menge eine globulitisch gekörnelte oder trichitisch getrübte, grau durchsichtige Glasbasis bei typischer Intersertalstructur. Die Diabasnatur dieser Pikritporphyrite giebt sich auch in dem Habitus der wesentlichen Componenten, Ilmenit, Augit und basischer Plagioklas, kund, welche ganz die Eigenschaften dieser Mineralien in den

Olivindiabasen haben. — Mit diesen palaeozoischen Repräsentanten in allen wesentlichen Punkten identisch sind die mit den sog. Tescheniten geologisch verknüpften cretacischen Pikritporphyrite vom Gümbelberg bei Neutitschein und von Ellgoth in Österreichisch-Schlesien. Farbloser Olivin und hellbrauner, randlich oft dunkelbraun gefärbter Augit, Eisenerze und reichlicher Apatit in grossen Individuen liegen als idiomorphe Krystalle in einer reichlichen, z. Th. noch rein glasigen Basis. Der Augit ist oft peripherisch mit tiefbrauner basaltischer Hornblende parallel verwachsen, welche auch selbständig in prismatischen Krystallen, die neben (110) schmales (010) und breites (100) zeigen, ausgebildet ist. Die frische Basis ist bräunlich durchsichtig und globulitisch gekörnelt. Durch Zersetzung geht sie in schwach doppelbrechende blaugrüne, fasrige oder schuppige, oft sphärolithisch geordnete Substanzen über, welche wohl der Chloritfamilie angehören. Manche Handstücke besitzen auch braunen Biotit. Bei Durchmusterung mehrerer Proben wird man wohl stets Übergänge in Intersertalstructur und aus dieser in die hypidiomorph-körnige der Diabase finden. Die Gesteine zersetzen sich leicht und in hohem Grade; neben Serpentin und Chlorit bilden sich Carbonate in grosser Menge, die man oft wegätzen muss, um die ursprüngliche Structur beobachten zu können. — Möhl beschreibt (Abhandl. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV) ein hierher gehöriges Gestein vom Weinberge bei Freiberg unfern Neutitschein.

Eine bedeutsame Verwandtschaft zeigen mit diesem palaeozoischen und cretacischen Vorkommnisse solche, welche bei Steierdorf im Banat gangförmig die Liaskohle (sie wurde im Contact vercoakst) und die hangenden bituminösen Mergelschiefer durchsetzen. Das Gestein ist nach Hussak's zutreffender Beschreibung z. Th. blasig und die Blasenräume mit einer theils gelben seifenschaumartigen, theils braunen wachsartigen Substanz (ozokeritähnlich) erfüllt. Auch hier liegen idiomorphe Olivine mit Picotit- und Glaseinschlüssen (die von Hussak erwähnten Augit- und Hornblende-Interpositionen fehlen in meinen Handstücken) in grosser Frische, oder auch in eine noch unbestimmte fasrige Substanz umgewandelt, rothbrauner Augit mit den oben beschriebenen Eigenschaften und Verwachsungen, oft in knäuelartigen Zwillingsgruppen (auch das kommt bei den schlesischen Gesteinen vor) und braune Hornblende, beide Mineralien ebenfalls Picotit-, der Augit auch Glaseinschlüsse führend, in einer im frischen Zustande bräunlichen bis farblosen Glasbasis, welche oft reichlich mit mikrolithischen Augiten zweiter

Generation und mit bisher unbestimmbaren, graubraunen, stark doppelbrechenden, nadelförmigen oder lang und schmal spindelförmigen, rhombischen Mikrolithen erfüllt ist. Von Eisenerzen findet sich Magnetit und Chromit in Oktaëdern. Hussak erwähnt auch rundliche Anhäufungen von kleinen Olivinkörnern, ähnlich den Augitaugen der Basalte. Fremde Einschlüsse sind wohl die mit Augitkränzen umgebenen, rundlichen oder eckigen Quarzkörner und grössere eckige Kalksteinbrocken. Die Zersetzung ist analog derjenigen der schlesischen Gesteine. Hervorzuheben ist das zumal bei angenähert holokrystalliner Ausbildung des Gesteins wahrnehmbare Zurücktreten des Olivins. Er kann auf bedeutendere Strecken hin ganz fehlen; das Korn pflegt dann sehr klein, die Structur panidiomorph-körnig und lamprophyrähnlich zu werden.

Eine andere Gruppe ist durch die Untersuchungen von H. Carvill Lewis an den diamantführenden Gesteinen der südafrikanischen dry diggings (De Beer Mine und Kimberley Mine) bekannt geworden. In bedeutenderen Tiefen (600 Fuss) treten in dem durch seinen Diamantgehalt so interessanten „blue ground“ compacte Gesteine auf, welche in einer serpentinisch umgewandelten Grundmasse, die nach des genannten Forschers Ansicht aus Olivin bestand, Einsprenglinge von idiomorphem, aber meist rundlich corrodirtem Olivin, nebst accessorischem Bronzit und Biotit in ebenfalls gerundeten Individuen mit dunklen Corrosionsrändern, und etwas Ilmenit, Perowskit und Pyrop führen. Der Biotit ist oft verändert und wurde dann von Maskelyne Vaalit genannt. Das Gestein ist oft ganz erfüllt mit eckigen Fragmenten der durchbrochenen kohlereichen Schiefer, und nur wo diese auftreten, führt das beschriebene Gestein Diamant. Lewis, welcher auf die auch in New South Wales und Westamerika vorkommende Paragenese von Peridotitgesteinen und kohlereichen Sedimenten in Diamant-Districten hinweist, vermuthet, dass der Diamantgehalt der südafrikanischen Peridotitgesteine durch Einwirkung auf die kohlereichen Schiefer entstanden sein könne. Er weist auf die structurelle und stoffliche Verwandtschaft dieser Gesteine mit den von Diller beschriebenen Peridotitgängen in Kentucky (cf. S. 275) hin: in der That ist die Structur auch dieser Gesteine porphyrisch. — Er schlägt für das afrikanische Gestein den Namen Kimberlit vor und unterscheidet eigentlichen Kimberlit, Kimberlit-Breccie und Kimberlit-Tuff. — Manche Structurverhältnisse des Kimberlit gemahnen an die Chondrite.

Nachdem wir nunmehr die wechselvollen Typen der palaeovulkanischen Gesteine, die wir nach der Art ihres Auftretens und nach den Angaben ihrer Erforscher zu den effusiven stellen mussten, ihren thatsächlichen Verhältnissen nach beschrieben und in einer, wesentlich auf den Mineralbestand gegründeten Gruppirung vorgeführt haben, ist es an der Zeit, rückblickend die darin zu Tage tretenden Gesetzmässigkeiten zusammenzufassen. Ein solcher Rückblick lässt am besten die Schwächen der adoptirten Systematik hervortreten und zeigt den Weg, auf welchem fortschreitend man nach und nach zu einem natürlichen und logischen System wird gelangen können.

Da zeigt sich denn zunächst, dass hier eine Anzahl von Gesteinen der basischeren Reihe eingeschoben sind, welche im Allgemeinen nicht die normalen Charaktere der Effusivmassen besitzen und von denen wir, sehr bezeichnend, auch keine rechten Tuffe kennen. Das sind die grünsteinähnlichen oder dioritporphyritischen Porphyrite einschliesslich der Ortlerite und Suldenite, dann die Diabasporphyrite und jene eigenthümlichen nordamerikanischen und südafrikanischen Pikritporphyrite. Diese Gesteine tragen mit ihrer holokrystallinen Grundmasse den Charakter der granitporphyrischen Ganggesteine, und wären, wie das ja für die beiden ersten Gruppen auch an früherer Stelle angegeben wurde, am besten bei den Ganggesteinen abgehandelt worden. Dass es nicht geschah, hatte seinen Grund wesentlich in den unbezweifelten Angaben hervorragender Forscher über ihre effusiven Lagerungsformen. Man wird wahrscheinlich mehr und mehr erkennen, dass wie es einen unverkennbaren Tiefengesteins- und Ergussgesteinstypus giebt, so auch mehrere eigenthümliche Intrusivgesteinstypen vorkommen, von welchen in diesem Buche nur drei schon dargestellt werden konnten: der panidiomorph-körnige, der granitporphyrische und der lamprophyrische. Dem granitporphyrischen Typus werden alsdann die grünsteinähnlichen Porphyrite, die Diabasporphyrite und ein Theil der Pikritporphyrite zufallen. Dann wird es auch vielleicht an der Zeit sein, den Diabas, der wie ein Fremdling unter den Tiefengesteinen behandelt werden musste, zu diesen Intrusivtypen zu stellen. Die Definition der Ganggesteine wäre umzugestalten und das Gewicht auf die intrusive Natur wenig mächtiger Massen zu legen. Von dieser Anordnung wurde zunächst abgesehen, weil es einerseits rathsam schien, fernere Bestätigung für diese Auffassung zu suchen und weil andererseits eine grössere Continuität in der Entwicklung

der Systematik der Eruptivgesteine pädagogisch für wünschenswerth erachtet wurde.

Bei den hiernach verbleibenden, zweifellosen, auch durch Verbindung mit Tuffen gekennzeichneten Ergussgesteinen tritt alsdann eine interessante Gruppirung nach den herrschenden Structurformen hervor, die sich bis zu einem gewissen Grade im Detail an die chemische Constitution geknüpft erweisen. Nicht die grossen Abtheilungen der porphyrischen Structurformen, ich meine die holokrystallin-porphyrische, die hypokrystallin-porphyrische und die vitroporphyrische sind an eine bestimmte chemische Zusammensetzung gebunden, wohl aber die specielle Ausbildung innerhalb dieser Haupttypen. Danach kann man drei Hauptausbildungsformen unterscheiden, die ich einmal kurz als den felsitischen, den porphyritischen und den doleritischen Habitus unterscheiden will, und deren jeder wieder mehrere Unterformen zeigt.

Der felsitische Habitus mit den Unterformen der granophyrischen, mikrogranitischen und felsophyrischen Structur ist beschränkt auf sehr saure Gesteine, die zugleich reich an Alkalien, arm an Erdmetallen sind. Wir finden ihn bei den Quarzporphyren, den Quarzkeratophyren, quarzfreien Porphyren und einer Abtheilung der Porphyrite, die wir desshalb felsitische Porphyrite nannten.

Der porphyritische Habitus umfasst die hyalopilitischen und die pilotaxitischen Structurformen und herrscht bei ebenfalls recht, aber doch weniger sauren und dabei kalk- und magnesiareicheren Gesteinen. Dazu gehören die andesitischen Glimmer- und Hornblendeporphyrite, die Enstatitporphyrite, die Weiselbergite und die Olivin-Weiselbergite.

Eine Art Mittelstellung zwischen dem porphyritischen und doleritischen Habitus nehmen die quarzfreien Keratophyre, die Labradorporphyrite, Cuselite, Navite und Spilite in verschiedener Art ein, wie sie z. Th. auch chemisch vermitteln. Der Doleritbabitus umfasst gewisse holokrystallin-porphyrische Ausbildungsformen mit augitreicher Grundmasse und die Intersertalstructuren. Er eignet den basischen, kalk- und magnesiareichen, alkaliarmen Gesteinen und findet sich bei den Tholeiiten, Olivintholeiiten und gewissen Pikritporphyriten.

Vitrophyrische Formen kommen allenthalben spärlich, jedoch mit Vorliebe bei den sauren Gesteinen der beiden ersten Habitus-Gruppen vor.

III. B. Die neovulkanischen Ergussgesteine.

Die Reihe der neovulkanischen Ergussgesteine ist bei weitem mannichfaltiger, als die Reihe sowohl der Tiefengesteine, wie auch der palaeovulkanischen Ergussgesteine. Es ist jedoch zu erinnern, dass für eine grosse Anzahl der tertiären und recenten Eruptivgesteine die Altersbestimmung unsicher und oft nur durch Analogieschluss aus ihrer mineralogischen Zusammensetzung abgeleitet ist. Die typische Form, in welcher die neovulkanischen Gesteine auftreten, ist die von Strömen und Decken; selbstverständlich finden wir sie auch als Gänge, als sog. volcanic necks und als Stöcke; dann allerdings von meist unbedeutenden Dimensionen. In wie weit solche intrusive Lagerungsformen die normale Structur dieser, der Regel nach effusiven Massen verändern können, wird die Einzelbesprechung ergeben. Wie alle Ergussgesteine, sind auch die neovulkanischen oft von losen Auswurfsmassen in lockerem oder verfestigtem Zustande (Tuffen) begleitet.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung lassen sich die neovulkanischen Ergussgesteine in folgende Familien eintheilen:

1) Die Familie der Liparite und Pantellerite; sie sind die jüngeren Aequivalente der palaeovulkanischen Quarzporphyre und Quarzkeratophyre und entsprechen somit den granitischen Felsarten unter den Tiefengesteinen. Dem Mineralbestande nach sind sie durch die Combination eines Alkalifeldspaths mit Quarz, bei normaler Entwicklung, unter den Einsprenglingen charakterisirt.

2) Die Familie der Trachyte und basischeren Pantellerite; sie bilden die Parallele zu den quarzfreien Porphyren und Keratophyren der älteren Ergussgesteinsreihe und entsprechen den Syeniten unter den Tiefengesteinen. Mineralogisch sind sie durch das reichliche Auftreten eines Alkalifeldspaths und das Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen gekennzeichnet. Unter-

scheidend gegenüber den normalen Orthophyren ist das Fehlen des Quarzes auch in der Grundmasse. Sie haben diese Eigenschaft gemeinsam mit den alten Rhombenporphyren.

3) Die Familie der Phonolithe und Leucitophyre; sie werden gemeinschaftlich durch die quarzfreie Combination eines Alkalifeldspaths mit Nephelin oder Leucit, beziehungsweise mit diesen beiden Mineralien unter den Einsprenglingen bestimmt. Unter den palaeovulkanischen Gesteinen kennen wir keine Aequivalente derselben. Auch unter den Tiefengesteinen fehlen solche für die Leucitophyre; den Phonolithen entsprechen sehr genau die Elaeolithsyenite.

4) und 5) Die Familie der Dacite und Andesite; sie bilden Parallelen zu den dioritischen Felsarten unter den Tiefengesteinen, zu den Porphyriten in der älteren Ergussgesteinsreihe. Dem Mineralbestande nach werden sie durch herrschenden Kalknatronfeldspath unter den Einsprenglingen bestimmt, mit welchem Biotit, Amphibol oder Pyroxen vergesellschaftet sind. Es giebt quarzhaltige Arten (Dacite) und quarzfreie (Andesite).

6) Die Familie der Basalte; sie sind die neovulkanischen Aequivalente der Melaphyre und gewisser Augitporphyrite (Tholeiite, Labradorporphyrite), entsprechen somit den Gabbro und den Diabasen unter den Tiefengesteinen. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten. Mineralogisch sind sie durch die Combination eines im Allgemeinen basischen Kalknatronfeldspaths mit Augit charakterisirt.

7) Die Familie der Tephrite; sie wird durch die Combination eines meist basischen Kalknatronfeldspaths mit Nephelin oder Leucit oder diesen beiden Mineralien gekennzeichnet. Man kennt keine palaeovulkanischen entsprechenden Formen. Unter den Tiefengesteinen stehen die Theralithe der nephelinführenden Abtheilung parallel. Es giebt olivinfreie und olivinhaltige Arten.

8) Die Familie der Leucitgesteine; auch diese Familie ist ohne ältere Erguss- und ohne Tiefenäquivalente. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten. Die Combination Leucit mit Augit ist für sie bestimmend.

9) Die Familie der Nephelingesteine; sie haben weder unter den Tiefengesteinen noch unter den palaeovulkanischen Ergussgesteinen Aequivalente und werden durch die feldspathfreie Combination von Nephelin mit Augit charakterisirt. Es giebt olivinhaltige und olivinfreie Arten.

10) Die Familie der Melilithgesteine; sie wird im Allgemeinen durch die Mineralcombination Melilith-Augit bestimmt. Olivinfreie Arten sind unbekannt. — Ältere Aequivalente wurden bisher nicht angegeben.

11) Die Familie der Limburgite und Augitite; den Limburgiten entsprechen gewisse Pikritporphyrite und die Pikrite bis zu gewissem Grade. Die Augitite haben keine älteren Aequivalente. Mineralogisch sind sie durch das Fehlen des Feldspaths, Nephelins, Leucits und Meliliths bestimmt.

Die Familien 6—11 sind durch grosse chemische und structurelle Verwandtschaften nahe verknüpft und können insgesammt als die Gruppe der basaltischen Gesteine den Familien 1, 2, 4 und 5 als den trachytischen Gesteinen gegenüber gestellt werden.

III. B. a. Die Familie der Liparite und Pantellerite.

Literatur.

A. D'Achiardi, Della trachite e del porfido quarziferi di Donatico presso Castagneto nella prov. di Pisa. Atti Soc. Tosc. Sc. nat. Pisa. VII. 1885.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (In H. Abich, Geologische Forschungen in den kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1.) Westhälfte. Wien. 1882. 329—364.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verhd. Kon. Akad. XXIII. Amsterdam. 1884.

R. Bréon, Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles Foeroe. Paris. 1884.

Lor. Bucca, Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite (prov. di Roma). Boll. R. Com. geol. Roma. 1886. No. 5 u. 6.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bolet. de la Comision del mapa geológ. de España. IX. 1882.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dakotah. Washington. 1880.

Ch. Whitman Cross, On Sanidine and Topaz etc. in the Nevadite of Chalk Mountain, Colorado. Amer. Journ. XXVII. Febr. 1884. 94.

— On the occurrence of topaze and garnet in lithophyses of rhyolite. Amer. Journ. June 1886. XXXI. No. 186. 432—438.

Corn. Doelter, Über einige Trachyte des Tokay-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 212.

— Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien. XXXVI. 1875.

— Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Ibid. XXXIX. 1878.

R. von Drasche, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M.-M. 1873. 1.

— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien. 1878.

Fr. Eigel, Über einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. T. M. P. M. 1886. VIII. 62.

— Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.

H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. Roma. 1881.

H. Förstner, Über die Feldspäthe von Pantelleria. Z. X. 1883. VIII. 133.

F. Fouqué et A. Michel-Lévy, Note sur le perlitisme. Bull. Soc. Min. Fr. 1878. I. 17.

— Sur quelques faits nouveaux de perlitisme des roches et sur la reproduction artificielle des fissures perlitiques. C. R. 25 mai 1878.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda. 1875.

Frank. A. Gooch, Bimsstein von Indefatigable und Abingdon (Gallópagos). T. M. M. 1876. 137.

Arn. Hague, Abstract of report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington. 1883.

Arn. Hague and Jos. P. Iddings, Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Amer. Journ. XXVII. No. 162. June 1884.

Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.

— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

J. P. Iddings, On the occurrence of Fayalite in the lithophyses of obsidian and rhyolite in the Yellowstone national park. Amer. Journ. 1885. XXX. July. 58—60.

— The nature and origin of lithophyses and the lamination of acid lavas. Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. No. 193. 36.

C. v. John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegowina. Wien. 1880.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 37—46.

J. W. Judd, On Marekanite and its allies. Geol. Mag. June 1886 (3). III. No. 264. 241.

Ad. Kenngott, Über einen Obsidian vom Hekla auf Island. L. J. 1870. 529.

— Beobachtungen an Dünnschliffen eines kaukasischen Obsidians. Verhdlg. Akad. Wiss. Petersburg. 1869.

— Weitere Mittheilungen über den kaukasischen Obsidian. Ibid. 1870.

B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. L. J. 1885. I. 1—20.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1872. 281 sqq. 337 sqq.

— Der tridymitreiche Quarztrachyt vom Tardree Mt. in der Grafschaft Antrim. T. M. P. M. 1878. I. 410—418.

— Über die sog. Liparite oder Sanidophyre aus dem Siebengebirge. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. 2. März 1885.

A. Michel-Lévy, Observations sur l'origine des roches éruptives, vitreuses et cristallines. C. R. 16 Octobre 1876.

H. Möhl, Quarztrachytlava von G. Lamongang bei Probolinga in Ost-Java. L. J. 1874. 692.

— Trachytpechstein von Bromo bei Passerocang in Ost-Java. L. J. 1874. 690.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 576—609. 1886.

J. Niedzwiedzki, Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. II.

— Gesteine von Aden. S. W. A. LXIII. 1871.

— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. XXXII. 1880. 223—261.

A. Pelz und E. Hussak, Das Trachytgebiet der Rhodope. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1883. XXXIII. 115—130.

G. Primics, Zur petrographischen Kenntniss von Bosnien. F. K. 1881. XI. 195—199.

G. vom Rath, Geognostische Mittheilungen über die Euganäischen Berge bei Padua. Z. D. G. G. 1864. XVI. 461.

R. vom Rath, Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata. Z. D. G. G. 1865. XVII. 399.
— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 296—302 u. 341—343.
— Liparit von Ponza. Sitzungsber. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 3. Mai 1886. Bonn.
— Gesteine vom National-Park. Ibid. 7. Juni 1886.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.
J. Roth, Zur Kenntniss der Ponza-Inseln. M. B. A. 1882. XXIX. 623—633.
— Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.
Frank Rutley, On some structures in Obsidiane, Perlite and Leucite. Monthly microsc. Journ. April 1876. 176—183.
— On strain in connection with crystallisation and the development of perlitic structure. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 340—347.
— The microscopic character of the vitreous rocks of Montana, U. S. A. Q. J. G. S. 1881. XXXVII. No. 147. 391.
P. Schirlitz, Isländische Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 414.
C. W. Schmidt, Die Liparite Islands in geologischer und petrographischer Beziehung. Z. D. G. G. 1886. XXXVII. 737.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Cassel u. Berlin. 1885.
J. Szabó, Trachyte und Rhyolithe der Umgebung von Tokay. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1866. XVI.
C. A. Tenne, Gesteine vom Cerro de las Navajas, Mexico. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 610—620.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden, de l'île de la Réunion, des îles St. Paul et Amsterdam. Paris. 1878.
H. Vogelsang, Sur les cristallites. Arch. néerland. 1872. VII.
— Die Krystalliten; nach dem Tode des Verfassers herausgegeben von F. Zirkel. Bonn. 1875.
— Philosophie der Geologie. Bonn. 1867. 145.
G. Wyrouboff, Note sur les figures de corrosion des silicates amorphes. Bull. soc. minér. Fr. 1879. No. 8.
Ram. Adan de Yarza, Las rocas eruptivas de Vizcaya. Madrid. 1879.
Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. XLVII. 1863.
— Petrographische Untersuchungen über rhyolithische Gesteine der Taupo-Zone. Wien. 1864.
— Mikroskopische Untersuchungen über glasige und halbglasige Gesteine. Z. D. G. G. 1867. XIX. 788.
— Schillernder Obsidian vom Cerro de las Navajas in Mexico. L. J. 1872. 1.

Mineralogische Zusammensetzung der Liparite und Pantellerite.

Der Name Liparit wird hier fast genau in demselben Sinne gebraucht, in welchem ihn J. Roth 1861 eingeführt hat. Er bezeichnet in der neovulkanischen Ergussgesteinsreihe die alkalireichen Glieder von so hohem Kieselsäuregehalt, dass eine holokrystalline Differenzirung unbedingt zur Ausscheidung freier Kiesel-

säure führen müsste. Dieselben besitzen überdiess einen so niedrigen Gehalt an Kalkerde, dass die irgendwie nennenswerthe Entwicklung von Kalknatronfeldspath ausgeschlossen ist. Die Vergleichung des bisher angesammelten, zuverlässigen Analysenmaterials lässt erkennen, dass das relative Mengenverhältniss der Alkalien ein in weitesten Grenzen schwankendes ist; dem entspricht die mikroskopisch zu constatirende Thatsache, dass unter den Einsprenglingen bald ein ungestreifter, bald ein gestreifter Feldspath entschieden herrscht, während in andern Fällen beiderlei Feldspathe ziemlich gleichmässig neben einander unter den Einsprenglingen vorkommen. Nimmt man an, dass der ungestreifte Feldspath Sanidin sei, der gestreifte Feldspath der Albitreihe angehöre, so kann man danach Sanidin-Liparite und Albit-Liparite als die beiden Pole unterscheiden, zwischen denen eine sehr vollkommene Übergangsreihe auftritt. Wie weit diese Deutung der Feldspath-Einsprenglinge berechtigt ist, wird durch fernere Untersuchungen festzustellen sein. Diese Untersuchungen werden auch besonders die Frage im Auge behalten müssen, welche Verbreitung in diesen Gesteinen der zuerst von Förstner in den Pantelleriten nachgewiesene Anorthoklas besitzt. So lange über diese Punkte sichere Aufschlüsse nicht vorliegen, wird es angezeigt sein, nur von Kali-Lipariten, Natron-Lipariten und Pantelleriten zu sprechen; erstere wären dann eventuell mineralogisch Sanidin-, die zweiten wären Albit-, der letzteren Anorthoklasgesteine. Für die ganze Gruppe würde etwa die Bezeichnung Quarztrachyte Verwendung finden können. — Dass diese Verschiedenheiten auch in den parallelen Reihen der palaeovulkanischen Erguss- und der Tiefengesteine auftreten, ist für die ersteren bereits heute eine unverkennbare Thatsache, wenngleich dort die Trennung der Natron-Quarzporphyre (mit Albit) und der Quarzkeratophyre (mit Anorthoklas) noch nicht durchführbar ist. Dass auch unter den Graniten Kali- und Natron-Granite unterschieden werden können und müssen, tritt immer deutlicher hervor.

Wie es unter den Quarzporphyren und Quarzkeratophyren Felsarten giebt, die ihrem Namen zum Trotz keinen Quarz unter den Einsprenglingen führen, so ist dieses auch bei den Quarztrachyten, ja hier anscheinend in noch viel grösserer Ausdehnung der Fall; dennoch wird die Unterscheidung solcher Gesteine von Trachyten im Allgemeinen keine Schwierigkeit machen. Die Structur giebt ziemlich sicheren Aufschluss. Wir deuten diese Eigenthüm-

lichkeit hier ebenso, wie an früherer Stelle, indem wir solche Quarztrachyte ohne Quarz uns zur Eruption gelangt denken, bevor die intratellurische Periode der Quarzausscheidung begonnen hatte.

Mit Quarz und Alkalifeldspath als den maassgebenden normalen Einsprenglingen pflegen magnesia- und eisenhaltige Mineralien in geringer Menge verbunden zu sein. Unter diesen ist der Biotit als entschieden verbreitetster Gemengtheil zu nennen. Entweder neben diesem oder selten ihn ersetzend treten brauner Amphibol und ein Pyroxen auf. — Die Menge der freien Eisenerze ist stets eine minimale; man kennt Magnetit und Eisenglanz; Ilmenit ist bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen. — Wie allen Gesteinen, so eignet auch den Quarztrachyten ein kleiner Gehalt an Apatit. — Der Zirkon, wenn auch nur sehr spärlich vorhanden, ist doch so allgemein verbreitet, dass man ihn in keinem Handstück ganz vermissen wird. Neben Quarz findet sich oft Tridymit, aber nie als Einsprengling.

An Übergemengtheilen sind die Quarztrachyte arm. Eine gewisse Bedeutung kommt hier nur dem Cordierit zu. Vereinzelt kennt man Titanit, Granat, Olivin, Orthit, Topas.

Die ungestreiften, hier dem Sanidin zugeschriebenen Feldspatheinsprenglinge sind entweder tafelförmig nach M oder säulenförmig nach der brachydiagonalen Axe und werden von den Flächen P, M, l, y und x begrenzt. D'Achiardi fand (403) $\frac{1}{3}P\infty$ an den Sanidinen der cordieritführenden Liparite von Donatico. Nur sehr untergeordnet kommen auch n, o, z vor. Der sehr verbreitete schalige Bau lässt oft das ursprüngliche Vorhandensein von Flächen erkennen, die in der definitiven Begrenzung durch Überwachsung verschwanden; so ist x oft in den inneren Zonen vorhanden, ohne äusserlich entwickelt zu sein. Ebenso lässt dieser Schalenbau die Krystallform dann noch reconstruiren, wenn sie durch chemische oder mechanische Deformation mehr oder weniger verloren ging. Die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist zumal bei tafelförmigem Habitus sehr verbreitet; das Bavenoer Gesetz ist bisher nur spärlich beobachtet worden. — Die Spaltbarkeit nach P und M ist in hinreichend dünnen Schliffen sehr deutlich durch scharf parallele Risse ausgeprägt. — Die nach a säulenförmigen Krystalle besitzen ausserdem eine angenähert orthopinakoidale Absonderung; die ihr entsprechenden Risse sind nie geradlinig, auch niemals streng parallel untereinander. Cross beschrieb (cf. auch Bull. U. S. geol. Survey No. 20. 75 sqq.) von Sanidinen der Quarz-

trachyte von Chalk Mountain im centralen Colorado und Ragged Mountain, Gunnison Co., Col. eine Theilbarkeit nach einem steilen positiven Hemidoma, welches er als $\frac{1}{3}P\infty$ (15. 0. 2) berechnet. Die dieser Theilbarkeit entsprechenden Risse bilden auf Schnitten nach M mit der Trace von P einen Winkel von 72° 53′. Diese Sanidine sind natronreich. Cross betrachtete diese Theilbarkeit, welcher wie auch bei Adular und Murchisonit ein schöner blauer Lichtschein entspricht, nicht als eigentliche Spaltbarkeit. Interessant ist der Vergleich mit den Orthoklasen mancher Elaeolithsyenite, vergl. S. 80. Derselbe blaue Lichtschein wurde von Hague und Iddings in den Sanidinen von Lipariten des Eureka District, von Zirkel in solchen vom Chataya Peak, Pah Ute Range, aus einer Schlucht N. vom Shoshone Pass, W. vom New Pass, Desatoya Mountain beobachtet. Dass derselbe auch hier auf die steile orthodomatische Theilbarkeit zurückzuführen ist, wurde von Cross für das Gestein von Pah Ute Range nachgewiesen. Spaltbarkeit nach einem steilen Orthodoma kommt auch im Sanidin des Eisenbacher Liparit vor. — So weit Untersuchungen darüber vorliegen, zeichnen sich die Sanidine oft durch sehr kleine optische Axenwinkel aus, wobei auch wohl statt der normalsymmetrischen Axenlage die symmetrische vorkommt. Bucca erwähnt, dass bei $\varrho < v$ in den Sanidinen der lithoiden Quarztrachyte vom Monte Cucco bei Cervetri, vom Monte Santo und Monte Cisterna bei Sasso die Axenebene für roth senkrecht steht auf derjenigen für blau. Besonders bei wenig auskrystallisirten, zumal auch vitrophyrischen Lipariten scheinen kleine Axenwinkel häufig zu sein. Die bedeutenden Schwankungen in den Axenwinkeln machen sich schon im parallelpolarisirten Lichte durch die recht verschiedene Stärke der Doppelbrechung und die Lebhaftigkeit der hierdurch bedingten Interferenzfarben bemerklich. — Von Einschlüssen der Sanidine sind neben spärlichen Vorkommnissen der älteren Ausscheidungen (Biotit, Hornblende, Augit, Magnetit, Apatit und etwas häufiger trikliner Feldspath in oft paralleler Orientirung) besonders Glaseinschlüsse in unregelmässiger Gestalt oder in der Form des Wirthes zu erwähnen. Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr selten, doch beobachtete sie z. B. Stelzner in Lipariten der Prov. Catamarca in Argentinien und Zirkel reichlich in einem Liparit von Sheep Coral Cañon, dessen Quarze nur Glaseinschlüsse führten. Dass Quarz als Einschluss in Sanidin vorkomme, berichten übereinstimmend Zirkel und Schirlitz von einem sonst quarzfreien Liparit, der

gangförmig bei Raudarsbrida am Hammarsfjord im Ostland von Island auftritt. Das wäre in hohem Grade auffallend; C. W. Schmidt bestreitet die Thatsache. — Gaseinschlüsse sind sehr verbreitet im Sanidin.

Zerbrechungen der Sanidinkrystalle in zwei oder mehr Fragmente sind häufig; chemische Corrosionen in manchen Gesteinen sehr verbreitet, in andern kaum bemerkbar. Bucca betont die starke Corrosion der grossen Sanidinkrystalle in den Lipariten der Umgebung des Sees von Bracciano und bei Cervetri gegenüber den nicht corrodirten, von ihm auch für jünger gehaltenen gestreiften Feldspathen. — Den derben Habitus des Orthoklas besitzen die ungestreiften Feldspathe selten. Zirkel giebt es an aus Liparit von der Insel Mokoia im Rotorua-See auf Neu-Seeland, Niedzwiedzki von solchen der Insel Samothrake.

Eine felderartig wechselnde Auslöschung, ähnlich derjenigen, wie sie im Keratophyr (S. 437) beschrieben wurde, kommt nicht selten vor, so z. B. sehr schön in den ungestreiften Feldspathen der ungarischen Liparite aus der Gegend von Schemnitz. Doch ist nur recht selten eine Zwillingsstreifung in diesen Feldern wahrnehmbar.

Die Menge der gestreiften Feldspathe, welche in echten Quarztrachyten nach deren chemischer Zusammensetzung wohl fast ausschliesslich der Albit- oder Anorthoklas-, seltener der Oligoklas-Reihe angehören müssen, scheint oft in demselben Gestein zu schwanken. Schirlitz vermuthet, dass damit die oft recht verschiedenen Angaben der Analysen über das Verhältniss von Kali zu Natron in Verbindung stehen könne. Ihre Form ist vorwiegend tafelig nach M. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allgemein verbreitet; damit zusammen tritt das Karlsbader Gesetz sehr häufig, das Periklingesetz seltener auf. Bréon, welcher für die isländischen sauren Gläser es wahrscheinlich macht, dass ihre Feldspatheinsprenglinge dem Natron-Orthoklas oder Anorthoklas zugehören, erklärt die sehr vereinzelten Labradoreinsprenglinge eines bläulichschwarzen Obsidian von Kaldalr zwischen Husafell und Brunnoer als wahrscheinlich fremde Einschlüsse aus durchbrochenen basischen Eruptivgesteinen. Diese Ansicht wird gestützt durch die Beobachtung von Fragmenten von Dolerit und Palagonittuff in demselben Vorkommen. Cohäsions- und optische Verhältnisse, soweit untersucht, sind normal. Die Zonarstructur ist sehr häufig zu beobachten und das optische Verhalten der einzelnen Schalen lässt auch hier auf

nach aussen wachsenden Acidität schliessen. Die Einschlüsse sind die gleichen wie beim Sanidin, ebenso die Deformationen.

Der Quarz als Einsprengling ist idiomorph und hat die Dihexaëderform, oft mit schmalem ∞R; Mügge beobachtete mR am Quarz von Lipariten des Kilimandscharo-Gebiets. Die subparallele Verwachsung wohl zwillingsartiger Theile eines scheinbar einheitlichen Individuums, welche bei den Quarzporphyren besprochen wurde, kommt auch hier vor, aber ungleich seltener. Ebenso findet sich die Zerklüftung der Krystalle wie dort, zumal peripherisch, so dass die Ecken förmlich losgesprengt sind. Dieser spröden Zerklüftung ist auch wohl die Häufigkeit scharfkantiger Quarzsplitter unter den Einsprenglingen zuzuschreiben. Der Quarz ist wasserhell durchsichtig auch da, wo er im auffallenden Lichte fast schwarz erscheint (in nordamerikanischen Lipariten), wie in gewissen Keratophyren. — Der Quarz ist im Ganzen arm an Einschlüssen; neben rundlichen Fetzen oder Dihexaëdern von meistens farblosem Glase (bräunlich fand es Zirkel in Lipariten des 40. Parallels) kommen gelegentlich die älteren Ausscheidungen oder nicht sicher bestimmbare Mikrolithe vor. Flüssigkeitseinschlüsse sind nicht so häufig, wie bei den Quarzporphyren; doch wurden sie mehrfach sicher constatirt, so von Sorby (Ponza), Niedzwiedzki (Samothrake), v. Lasaulx (Ravin de l'Usclade), Zirkel (Kis Sebes), Stelzner (argentinische Provinz Catamarca). Auch Gaseinschlüsse sind im Ganzen selten. Magmatische Corrosionen sind sehr verbreitet und führen dann zu den oft beschriebenen Einbuchtungen der Grundmasse in glasigem oder verändertem Zustande, wie ja auch die Glaseinschlüsse bisweilen mit Mikrolithen erfüllt oder durchaus schlackig verändert sind. — Wo der Quarz sich nicht unter den Einsprenglingen findet, da erscheint er bei mikrofelsitischer Ausbildung der Grundmasse gern in linsen- bis schlierenförmigen allotriomorph-körnigen Aggregaten, wie das ja auch bei Quarzporphyren der Fall ist. — Als gleichmässig verbreiteter Gemengtheil der Grundmasse ist der Quarz mit Sicherheit nur in der Abtheilung der Nevadite nachweisbar und tritt hier in denselben Formen auf, wie in den mikrogranitischen Quarzporphyren; es fehlen jedoch die dort gelegentlich vorkommenden granophyrischen Verwachsungen mit Feldspath.

Unter den farbigen Gemengtheilen hat ein tiefbraun durchsichtiger Biotit mit starker Absorption der parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen bei weitem die grösste Verbreitung. Er bildet idiomorphe, dünne hexagonale Tafeln und umschliesst

gelegentlich die älteren Ausscheidungen, wie Apatit, Erze, Zirkon. Zwillingsbildungen nach dem Tschermak'schen Gesetz mit (001) als Verwachsungsebene scheinen selten zu sein (Glashütte bei Schemnitz). Biegungen und Knickungen infolge der Bewegung des Magmas sind recht verbreitet. Er verwittert zu unbestimmbaren, ganz mit Brauneisen durchtränkten Massen. Eine genauere Untersuchung dieses Minerals steht noch aus. Es kommen fast einaxige und solche Varietäten mit recht grossem Axenwinkel vor; letzteres beobachtete auch Bucca an Quarztrachyten und ihren Gläsern aus der Umgebung des See's von Bracciano. — Bemerkenswerth ist die Häufigkeit einer zweiten Generation von Biotit in sehr kleinen und äusserst dünnen Blättchen.

Brauner Amphibol ist nur in wenigen Lipariten sicher nachgewiesen worden. J. Roth nennt ihn aus Liparit von Aden, Tenne vom Cerro de las Navajas, Bucca fand ihn in Hyalolipariten der Gegend von Cervetri neben Biotit. Stelzner bestimmte ihn neben Biotit in Gesteinen vom Pan de Azucar, Capillitas und zwischen den Gruben Rosario und Restauradora in der Prov. Catamarca, Argentinien; Schirlitz giebt ihn an aus hellgrünem Liparit vom Hofe Fagranes in Island mit ungewöhnlicher Absorption $b > c$. Er umwächst hier den Augit in paralleler Stellung, so dass man wohl eine Verwechslung mit Akmit vermuthen möchte, und kehrt auch in einer mikrolithischen Generation in der Grundmasse wieder. Mit etwas abweichender Farbe erwähnt ihn Tenne aus Lipariten vom Cerro de las Navajas in Mexico, ebenfalls in Einsprenglingen und in einer mikrolithischen Generation. Der Pleochroismus liefert blaugraue und grünlichbraune Farben. — Mügge beschreibt aus einem Liparit des Massai-Landes im Kilimandscharo-Gebiete blaue Hornblende in Kryställchen der Form (110) (010) (001) (111) mit starkem Pleochroismus (a schmutziggelb z. Th. mit Stich ins Grüne, c tiefblau bis graublau). Sie ist z. Th. den Sphärolithen eines Gesteins zonar eingelagert und umwächst in gesetzloser Stellung die stark corrodirte braune Hornblende eines andern Gesteins. Er vermuthet darin eine Arfvedsonit-artige Hornblende; man wird an die S. 312 aus Minette und Granit erwähnte Modification erinnert. — Umwandlungsphänomene beschreibt Stelzner; die Hornblende wird zu einem Gemenge von Viridit, Epidot, Ferrit, Opacit, Calcit und Quarz.

Grüner Augit begleitet gelegentlich den Biotit als Einsprengling (Monte Amiata) und hat dann meistens deutlich erkennbare Glaseinschlüsse. Etwas häufiger findet er sich als Gemengtheil

der Grundmasse, besonders wenn diese glasig ist. In beiden Fällen bildet er achtseitige Prismen. — Auch ein rhombischer Pyroxen, seinem Pleochroismus nach Bronzit, kommt spärlich neben Biotit und Augit als Einsprengling vor, so z. B. in dem Gestein vom Monte Amiata. Er aggregirt sich dann gern mit Plagioklas und Augit zu nesterartigen Massen, denen in auffallender Weise der Sanidin sich niemals beimengt, trotzdem er reichlich vereinzelte Einsprenglinge bildet. — Auch als mikrolithischer Gemengtheil findet er sich neben Biotit zweiter Generation hie und da, so z. B. in den cordieritführenden Lipariten der Gegend von San Vincenzo. — Nach Angaben von C. W. Schmidt wäre Bronzit ein constanter Gemengtheil der isländischen Liparite, aber auffallenderweise betont er die hohe Doppelbrechung des von ihm für Bronzit gehaltenen Minerals. Tenne und J. Roth nennen rhombischen Pyroxen im einsprenglingsreichen Obsidian von Chico in Mexico. — Accessorisch kommt Hypersthen in italienischen Lipariten (Amiata, Torniella, Bracciano) gelegentlich vor. Die Gesteine pflegen dann viel Plagioklas zu führen. Der Hypersthen hat eine rostrothe Rinde. Solche Quarztrachyte mit rhombischen Pyroxenen bilden mineralogische Analoga zu den pyroxenführenden Quarzporphyren der Leipziger Gegend.

Apatit ist allgemein verbreitet, aber stets spärlich; er zeigt die normale lange Nadelform. In einem Liparit von San Vincenzo führt er, in drei Systeme parallel den Nebenaxen geordnet, eigenthümliche, aber nicht bestimmbare nadelförmige Mikrolithe. — Magnetit ist nicht immer und stets in geringer Menge vorhanden. — Zirkon ist in kleinen Mengen in allen Lipariten in denselben prismatischen Kryställchen verbreitet, wie in den sauren Tiefengesteinen und in den Quarzporphyren. Auffallend reichlich fand er sich in einem Cordieritliparit von Campiglia maritima.

Der Cordierit wurde zuerst von vom Rath in einem Quarztrachyt von Campiglia maritima entdeckt, dann von Vogelsang mikroskopisch beschrieben, und neuerdings von d'Achiardi genau studirt. Derselbe findet sich in einfachen Krystallen der Form (110) (310) (100) (010) (001) und in Durchkreuzungsdrillingen nach (110) in den vitrophyrischen Lipariten, welche das hügelige Küstengebiet zwischen Castagneto und Bottro dei Marmi in der Maremme bilden und eng mit Eocän verknüpft sind, sowie in mikrofelsitischen Liparitgängen, welche bei Bottro di Sta. Maria die bunten oberen Liasschiefer und bei Campiglia die Marmore des unteren Lias durch-

brechen. Die gangförmigen Gesteine nennt D'ACHIARDI Quarzporphyre, vermuthet jedoch, dass dieselben als eine blosse Structurmodification der Liparite anzusehen seien. Als zweifellose Ausscheidung aus dem Liparitmagma documentirte sich der Cordierit durch seine deutlichen Glaseinschlüsse. Die Umwandlung des Cordierit in feinschuppigen Muscovit (Pinit) ist in Handstücken dieser Gesteine, welche ich der Güte des Herrn CARLO DE STEFANI danke, ziemlich verbreitet. Es ist interessant, dass diese Cordierit-Liparite den mineralogischen Typus der Pinit- (Oosit-) Porphyre wiederholen.

Titanit findet sich accessorisch nach NIEDZWIEDZKI in Vorkommnissen von Samothrake.

Genetisch bedeutsam ist das Auftreten von Turmalin in den Gangliparіten von Donoratico (D'ACHIARDI) und von Topas, welchen CROSS in den Poren des Nevadit vom Chalk Mountain am Freemonts Pass, Col. neben Sanidin und Quarz, in einem gangförmigen Liparit von Nathrop, Col. zusammen mit Spessartin und Quarz in Lithophysen, und ähnlich in Utah beschrieb. Der Topas zeigt die Formen (110) (120) (221) (001) (021) (041) (130) (010) (201). Der Spessartin hatte die Form (211) (110). — Granat erwähnt auch v. RICHTHOFEN aus Liparit vom Berge Hradek bei Nagy-Mihaly und von Leszna, SW. von demselben Orte und HAGUE aus Bimsstein-Liparit des Eureka District, Nevada. — Den bereits von G. ROSE im mexikanischen Obsidian entdeckten Olivin fand auch IDDINGS in den Lithophysen des Liparit-Obsidians vom Yellowstone National Park zusammen mit Quarz und Tridymit. Er bestimmte denselben nach einer Analyse von PENFIELD, der daran die Formen (100) (010) (120) (111) (101) (021) mit nach (100) tafelförmigem Habitus mass, als Fayalit. — Pyrit ist nach C. W. SCHMIDT in isländischen Lipariten als Umwandlungsproduct des Magnetites unter der Einwirkung von Solfatarengasen (H_2S) sehr verbreitet.

Die Grundmasse der Liparitgesteine zeigt die grössten Analogien mit derjenigen der Quarzporphyre. Bei aller Mannichfaltigkeit in ihrem Bestande wird hier, wie dort, jede Deutung der chemischen Thatsache Rechnung tragen müssen, dass dieselbe wesentlich aus Alkalien, Thonerde und Kieselsäure in feldspathartigen Verhältnissen, aber mit mehr als sechs Aequivalenten Kieselsäure besteht. Sieht man ab von den geringen Mengen von Biotit und Augit zweiter Generation, sowie von sehr fein vertheil-

ten, färbenden, und in winzigen Körnchen und Stäubchen ausgebildeten Eisenoxyden, welche sich zumal in den lithoiden Lipariten finden, so lassen sich als Componenten der Grundmassen mikroskopisch nachweisen Feldspathe, Quarz, Tridymit, Mikrofelsit und Glas. — Der Feldspath ist besonders verbreitet in den Lipariten mit ganz oder nahezu holokrystalliner Grundmasse und bildet hier meistens quadratische bis kurzrectanguläre Durchschnitte und Kryställchen. Wo er in mikrofelsitischen und glasigen Grundmassen mikrolithisch entwickelt ist, erscheint er entweder in sehr schmalen, oft gegabelten Leistchen, welche sich bald fluidal ordnen, bald zu büschelförmigen Aggregaten oder echten Sphärokrystallen gruppiren, oder in Täfelchen nach M von äusserster Dünne, die nach dem Karlsbader Gesetz oft zwillingsartig übereinanderliegen, so dass sie mit der Fläche M verwachsen sind. Diese Tafelform scheint auf die Liparitpechsteine und Liparitobsidiane beschränkt zu sein. Die Menge dieser Feldspath-Mikrolithe, an denen polysynthetische Streifung nie beobachtet wurde, ist eine sehr verschiedene in den verschiedenen Gesteinen. Bald sind es nur einzelne Individuen, bald setzen sie die Grundmasse wesentlich zusammen. — Quarz in sicher erkennbarer Form lässt sich nur in den angenähert oder vollkommen krystallinen Grundmassen nachweisen; er bildet hier den Kitt der Feldspathkryställchen und zeigt nur selten eine idiomorphe Begrenzung. Es fehlen ihm dann die Resorptionserscheinungen der Einsprenglinge und wohl auch deren Einschlüsse. — Der Tridymit liebt es an den Rändern oder in unmittelbarer Nähe von Poren, besonders auch auf den Blättern der Lithophysen einzeln oder öfter noch in Gruppen auszukrystallisiren; er ist dadurch wesentlich auf die lithoiden und glasigen Gesteine beschränkt. In ersteren tritt er auch in dem compacten Gewebe in Form rundlicher, oder schlierig in die Länge gezogener, dachziegelförmiger Aggregate auf. Ob er sich auch in einzelnen Täfelchen allgemeiner in der Grundmasse verbreitet findet, ist nicht sicher nachzuweisen, wohl auch nicht recht wahrscheinlich. Doch giebt Neminar (Denkschr. d. math.-naturw. Classe d. k. Akad. d. Wiss. in Wien 1878. XL. 180) an, dass die aus Feldspathleistchen neben wenig Augit und Glasbasis bestehende Grundmasse der lithoiden Liparite von Kuruni und Konistrae S. Kuruni sehr reich an Tridymit sei. Als Einsprenglinge treten Sanidin, Plagioklas, wenig Biotit, ausnahmsweise Amphibol und hellgrüner, gern sternförmig gruppirter Augit auf. Der Quarz fehlt

gänzlich. — Auf Klüften der Liparite, sowie an den Wandungen ihrer Poren und Drusen sind fasrige Überzüge von Chalcedon, schalige Trauben von Opal, wohl auch radialstenglige Aggregate sehr feinfasrigen Quarzes häufig. Ob diese zum ursprünglichen Gesteinsbestande gehören, scheint sehr zweifelhaft. — Die Glasbasis der Liparitgrundmassen ist fast immer farblos, selten gelblich bis grünlich gefärbt. Seinem chemischen Bestande nach ist es ein hypersaures Silicat von feldspathähnlicher Zusammensetzung, welches bald wie in den Quarzporphyren sehr wasserreich ist (Pechsteinglas) und dann auch gern eine dunklere Färbung zeigt, bald einen mittleren Wassergehalt (3—3.5 %) besitzt (Perlitglas), noch öfters aber ganz oder nahezu wasserfrei ist (Obsidianglas). Es ist geradezu hervorzuheben, dass gegenüber den stets sehr wasserreichen Quarzporphyrgläsern die Liparitgläser vorwiegend wasserarm oder wasserfrei sind. Diese Gläser bilden stets einen reichlicheren oder spärlichen Glaskitt, niemals treten sie als Zwischenklemmungsmasse auf, oft bilden sie die Hauptmasse des Gesteins. Die wasserhaltigen Gläser haben eine grosse Neigung zu perlitischer Absonderung; diese tritt fast constant bei Gläsern mit mittlerem Wassergehalte auf. Dagegen ist sie seltener bei wasserarmen oder wasserfreien Gläsern, welche ihrerseits zu blasig aufgetriebenen, bimssteinähnlichen Ausbildungen neigen. Gaseinschlüsse kommen auch in den Pechstein- und Perlitgläsern vor, sind aber stets recht klein und im Ganzen spärlich. Die Liparitgläser zeigen sehr häufig Spannungserscheinungen, welche sich in Doppelbrechungsphänomenen kundgeben; diese sind in keinerlei Weise etwa auf die perlitisch abgesonderten Formen beschränkt, sondern finden sich auch in den vollkommen homogenen und sprungfreien Vorkommnissen, ja hier zumeist in intensivster Gestalt. — Die S. 376 u. 389 charakterisirte und als Mikrofelsit bezeichnete Substanz hat in den Lipariten als Grundmasse-Gemengtheil eine sehr grosse Verbreitung und erlaubt hier besser, als bei den Quarzporphyren ein genaues Studium; wir begegnen ihr eben hier in unverändertem Zustande. Dieselbe ist spärlich zwischen den Ausscheidungen zweiter Generation bei angenähert holokrystallinen Grundmassen kittartig vertheilt, tritt in schlierenförmigen Strähnen oder in Sphärolithkrystallen in den vitrophyrischen Lipariten aller Arten auf und bildet ausschliesslich oder mit wechselnden Mengen einer Glasbasis untermischt die Grundmasse der lithoiden oder besser Felso-Liparite. Sie ist charakterisirt durch eine ausser-

ordentliche Neigung zu sphärolithischer Aggregation und liefert wohl den Hauptantheil der in den Liparitgrundmassen so überaus entwickelten kugligen Gebilde.

Classification und Structurformen der Quarztrachyte.

Dass nach der Natur der in den Quarztrachyten vorkommenden Feldspatheinsprenglinge eine Gliederung in Sanidin-Liparite, Albit-Liparite und Quarzpantellerite möglich und nothwendig sei, wurde oben erwähnt. Augenblicklich ist die Summe von Erfahrungen nicht ausreichend, um diese Gliederung durchzuführen. Es lässt sich jedoch bereits heute mit Sicherheit erkennen, dass innerhalb jeder dieser Reihen eine Eintheilung auf Grund der Structur nöthig ist. Solche Gruppirungen sind denn auch in letzter Zeit von v. Richthofen (Natural system of volcanic rocks. San Francisco Academy 1867 und Z. D. G. G. 1868. 663), Zirkel (Microscopic petrography 1876) und neuerdings von Hague und Iddings vorgeschlagen worden. Mehr oder weniger übereinstimmend anerkennen alle diese Forscher, denen ein vorzügliches und ausgedehntes Material vorlag, dass allenthalben die Structur eine entschieden porphyrische, nicht eine körnige sei. Die Structurunterschiede, welche sie betonen, liegen wesentlich im äussern Habitus, in dem Mengenverhältniss von Einsprenglingen und Grundmasse und in der speciellen Ausbildung dieser.

Es war v. Richthofen, welcher zuerst einen Typus ausschied, welcher bei normaler Ausbildung durch grossen Reichthum an Einsprenglingen von Biotit (und Hornblende), Feldspath und nie fehlendem, meist reichlichem Quarz bei zurücktretender Grundmasse von hellen Farben unterschied und mit dem Namen Nevadit belegte. Er gebraucht als Synonym die Bezeichnung granitischer Rhyolith, fügt aber richtig hinzu, dass damit mehr die allgemeine Ähnlichkeit des Gesteins in Felsblöcken mit Granit als eine engere Verwandtschaft in der Structur angedeutet werden solle. Als Repräsentanten dieses Typus nennt er ein Vorkommniss von Lassens Peak in Nevada und vom Illova-Thal in Siebenbürgen. Mineralogisch gehört das erstgenannte zu den Daciten; das zweite ist mir unbekannt. — Einen zweiten Typus nennt er Liparite oder porphyrische Liparite mit felsitischer Grundmasse: sie besitzen den Habitus der Quarzporphyre, und zwar im Allgemeinen der einsprenglingsarmen. — Die von ihm eigentlicher Rhyolith oder lithoidischer und hyaliner Rhyolith

genannten Abarten umfassen auch die ganz einsprenglingsarmen oder -freien, als Lithoidit, Sphärolithfels und saure Gläser bekannten Vorkommnisse. Geologisch betont er, dass die letzteren fast stets stromartig geflossene Massen, selten Spaltenausbrüche, die Nevadite vorwiegend Massenausbrüche, selten stromartige Ergüsse seien, während die Liparite in beiderlei Form auftreten, aber zumeist in unbedeutenderen Massen. — Mit dieser v. Richthofen'schen Eintheilung stimmt diejenige Zirkel's sehr nahe überein, nur dass er für v. Richthofen's Liparite und lithoide Rhyolithe zusammenfassend die Bezeichnung Rhyolith gebraucht, welche bei ersterem der Name für die ganze Gesteinsgruppe ist. — Auch Hague und Iddings, welche ebenso wie v. Richthofen die locale Geschiedenheit dieser Typen betonen, folgen im wesentlichen der v. Richthofen'schen Eintheilung und nennen Nevadite die sehr einsprenglingsreichen Liparite mit untergeordneter hellgrauer oder hellrother Grundmasse, deren Structur vom holokrystallinen bis zum glasigen wechseln kann, während sie die einsprenglingsarmen, quarzporphyrähnlichen Abarten Liparite schlechthin nennen und ausserdem die mehr oder weniger einsprenglingsfreien noch als lithoide und hyaline Rhyolithe unterscheiden. Innerhalb ihrer Liparit-Abtheilung findet sich derselbe Wechsel von holokrystalliner bis zu glasiger Ausbildung.

Ich werde die von Hague und Iddings gegebene Eintheilung und ihre Definition der einzelnen Familien annehmen mit der einzigen Modification, dass ich die lithoiden Rhyolithe mit den eigentlichen Lipariten vereinige, wie ja auch bei den Quarzporphyren die einsprenglingsfreien oder -armen Felsitfelse nicht von den Quarzporphyren getrennt wurden. Wir unterscheiden demnach structurell die Typen Nevadit, Liparit κατ' ἐξοχήν und Liparitgläser als Hauptabtheilungen; dieselben entsprechen ziemlich genau den Zirkel'schen Typen Nevadit, Rhyolith und glasiger Rhyolith.

Der Nevadit* stellt einen in Europa nur spärlich vorkom-

* Die Stellung des Krablit, welcher bei theils hypidiomorph-körniger, theils granophyrischer, aber stets holokrystalliner Structur aus Orthoklas (Sanidin), gestreiftem Feldspath, langen, von titanhaltigem Magnetit incrustirten Augitnadeln, Apatit und Magnetit besteht, ist zweifelhaft. Derselbe findet sich nur in losen, wenig voluminösen Blöcken, welche von den jüngeren Besuchern Islands für lose Auswürflinge gehalten werden. Ob sie Fragmente von in der Tiefe anstehenden Gesteinen oder intratellurische, alte Ausscheidungen des Liparitmagmas seien, nach Art der Olivinbomben der Basalte, ist nicht zu entscheiden.

menden Typus der Quarztrachyte dar, von welchem sich eine auf hinreichendes Material gestützte Darstellung bisher nicht in der Literatur findet. Nach der hier gegebenen Abgrenzung des Typus wird derselbe gegenüber den anderen Liparittypen durch eine weitgehende intratellurische Krystallisation charakterisirt. Mehr oder weniger dicht gedrängt liegen die Einsprenglinge, unter denen auch der jüngste, der Quarz, reichlich vorhanden ist. Randliche Resorptionen dieser führen von streng idiomorpher Begrenzung bis zu rundlicher Körnerform, ein Verhältniss, welches schon v. Richthofen hervorhob. Die stets untergeordnete Grundmasse ist bald holokrystallin, bald hypokrystallin, recht oft auch rein glasig, seltener mikrofelsitisch ausgebildet. Diese Verhältnisse lassen sich leicht dadurch zum Ausdruck bringen, dass man die rein oder vorwiegend glasige Basis enthaltenden Formen als Hyalonevadite, den mit vorwiegend mikrofelsitischer Basis ausgestatteten Formen als Felsonevaditen und den mehr oder weniger holokrystallinporphyrischen Nevaditen schlechthin gegenüberstellt.

Als Repräsentanten der holokrystallin-porphyrischen Nevadite lernte ich ein Gestein aus dem Summit-County in Colorado kennen, dessen Grundmasse aus kurzrectangulären und quadratischen Feldspathdurchschnitten ohne Zwillingsstreifung und aus allotriomorphem Quarz besteht, der diese verkittet. Dass aber auch hier eine sehr geringe Menge von Glasbasis vorhanden sein muss, beweist die Häufigkeit von Gasbläschen, welche nicht in, sondern zwischen den Feldspathen zweiter Generation auftreten. Von diesen unbedeutenden Glasresten abgesehen, ist die Structur eine durchaus granitporphyrische. — Gewissermassen zwischen dieser Form und einem echten Felsonevadit vermittelt structurell ein Cordierit-führender Liparit von San Vincenzo, dessen Grundmasse vorwiegend aus kurzen Feldspathleisten und Quadraten nebst idiomorphem Quarz und sehr untergeordnet aus einem Mikrofelsitkitt besteht.

Einem durchaus typischen Repräsentanten der Felso-Nevadite begegnete ich bisher nicht. Doch kommt demselben ziemlich nahe ein dem gewöhnlichen Liparit angenähertes, sehr einsprenglingsreiches Gestein von Apati in Ungarn. Es ist mir unbekannt, welches von den vielen Apati Ungarns die Heimath des Gesteins sei. Die dichtgedrängten nicht mehr ganz glasigen Sanidine und gestreiften Feldspathe, die Quarze und Biotite werden durch einen vollständig in positive, bräunliche Sphärolithe geballten Mikrofelsitkitt verbunden.

Die Abtheilung der Hyalonevadite wird in vorzüglicher Weise repräsentirt durch die von G. vom Rath bereits beschriebenen Quarztrachyte des Monte Amiata in Toscana, deren granitähnlicher Habitus diesem Forscher nicht entging. Die reichlichen Einsprenglinge von Sanidin, gestreiftem Feldspath, Quarz und Biotit liegen in einer wasserhellen, von zierlichen Biotitblättchen zweiter Generation durchsprenkelten Glasbasis, in welcher ziemlich einzeln trübe positive radialfasrige Sphärokrystalle von wohl mikrofelsitischer Natur auftreten. Betrachtet man diese wasserhelle Glasbasis zwischen gekreuzten Nicols bei schwacher Vergrösserung, so glaubt man ein allotriomorph-körniges und holokrystallines Aggregat vor sich zu haben. Bei hinreichender Vergrösserung erkennt man, dass jeder doppelbrechende Fleck dieses Aggregates in Wirklichkeit ein rechtwinkliges Interferenzkreuz zeigt, dessen mit den Nicolhauptschnitten zusammenfallende Arme vier helle Quadranten scheiden. Eine Faserung ist absolut nicht wahrnehmbar; die einzelnen, dicht gedrängten, das Interferenzkreuz liefernden Partien grenzen sich in gewöhnlichem Licht in keiner Weise gegeneinander ab. Man hat es wohl nur mit gespanntem Glase zu thun. Dem entsprechend ist auch der Charakter der schwachen Doppelbrechung negativ. Nun aber giebt es andere, glasreichere und quarzärmere oder quarzfreie, jedenfalls basischere Formen dieses Gesteins, welche sich mineralogisch durch einen Gehalt an Augit und spärlichen Bronziteinsprenglingen charakterisiren, deren Glasbasis eine sehr auffallende perlitische Absonderung zeigt. Daher vielleicht die Angaben vom Rath's über Glaskugeln in dem Monte-Amiata-Gestein. Auch diese perlitischen Glasmassen sind schwach doppelbrechend und zwar merkwürdigerweise mit positivem Charakter. Fasriger Bau ist nicht zu beobachten. — Nahe verwandt ist ein Hyalonevadit von Torniella in der Provinz Siena, der von farbigen Gemengtheilen nur Biotit in zwei Generationen enthält, und in dessen wasserheller, durchweg isotroper, perlitisch zersprungener Glasbasis zahlreiche drehrunde Scheibchen von winzigsten Dimensionen liegen. Dieselben sind in ihrer Lichtbrechung ein wenig von der Glasbasis verschieden und grenzen sich gegen diese demzufolge mit einer äusserst zarten Kreislinie ab. Sie sind wasserhell, ohne jede Faserstructur und zeigen ein sphärolithisches Interferenzkreuz mit negativem Charakter zwischen gekreuzten Nicols, sind demnach wohl nur gespannte Glastheile. — Auch die Cordierit-Quarztrachyte der Gegend von Castagneto, San Vincenzo und Cam-

piglia maritima tragen fast durchweg den Habitus der Hyalonevadite deutlich an sich.

Es ist schwer, aus der Literatur die Verbreitung des Nevadittypus nachzuweisen, zumal da bei diesen Gesteinen Übergänge in glasreiche und einsprenglingsarme Formen häufig vorkommen. Doch dürften hierher wohl z. Th. die von Bucca beschriebenen italienischen Vorkommnisse aus der Provinz Rom, vielleicht auch die von A. v. Lasaulx geschilderten Gangvorkommnisse aus dem Dordogne-Thale zwischen Mont-Dore-les-Bains und Murat-le-Quaire, ziemlich sicher das von Zirkel besprochene Gestein von der Insel Mokoia im Rotorua-See auf Neu-Seeland zu rechnen sein. Nach der Darstellung Vogelsang's darf man das gleiche für einen Quarztrachyt aus dem Tji-Mar-Thale bei Pesawahan auf Java, nach denen v. Drasche's für diejenigen von Sabangan auf Luzon vermuthen.

Der normale Lipariit ist der bei weitem verbreitetste Typus in Europa, welcher in mannichfachster Entwicklung an den ungarischen Vorkommnissen zumal der Umgebung von Schemnitz studirt werden kann. Ohne durch absolut scharfe Grenzen vom Nevadittypus getrennt zu sein, ist er doch in hohem Grade selbständig und charakterisirt sich äusserlich durch quarzporphyrischen oder felsitfelsähnlichen Habitus, durch im Allgemeinen tiefer rothe Farben, die allerdings gelegentlich bis zum porcellanweiss abblassen, durch felsitisches, emailartiges oder erdiges Aussehen der stark hervortretenden Grundmasse und durch eine z. Th. schon makroskopisch hervortretende Neigung zu sphärolithischer Ausbildung, welche bis zur Entwicklung des sogenannten Sphärolithfels sich steigern kann, sowie endlich durch einen sehr verbreiteten lagen- oder schlierenartigen Wechsel in der Structur und Natur der Grundmasse. Alle diese Momente haben ihre letzte Begründung darin, dass den Lipariten gegenüber den Nevaditen eine weit geringere intratellurische Entwicklung eignet. Das eruptive Magma besass zur Zeit seiner Effusion einen sehr geringen Grad krystalliner Differenzirung. Hiermit hängt auch ursächlich das so häufige Fehlen der Quarzeinsprenglinge, sowie das oft auffallende Zurücktreten oder Fehlen der ungestreiften Feldspathe unter den spärlichen Einsprenglingen dieser Familie zusammen. Die Eruption erfolgte eben vor dem Beginn der Sanidin- und Quarzausscheidung. Alle älteren Individuen sind gewöhnlich von geringen Dimensionen und zeigen oft mechanische Zerbrechungen, die Biotittafeln sind oft sehr stark verbogen. — Wenngleich auch bei den Lipariten solche

mit holokrystallin-porphyrischer Structur nicht fehlen, so herrschen doch in ganz unverkennbarer Weise die Felso-Liparite und solche Formen, in denen glasige und mikrofelsitische Basis sich im buntesten Wechselverbande durchweben. Kein anderes Eruptivgestein zeigt in so vollendeter Form und in solcher Verbreitung eine „durchflochtene" Structur.

Holokrystallin-porphyrische Liparite sind im Ganzen selten, jedenfalls überaus viel seltener, als ebensolche Quarzporphyre. Sehr geringe Mengen von glasiger oder mikrofelsitischer Basis sind fast allenthalben sicher nachweisbar oder doch aus den Verhältnissen zu erschliessen. Dabei treten auch hier zwei Typen von verschiedenem Charakter hervor. Das eine Mal besteht die Grundmasse vorwiegend aus idiomorphen kurzleistenförmigen oder quadratischen Feldspathdurchschnitten und Quarz in idiomorpher oder allotriomorpher Ausbildung, wie bei den Mikrograniten der Quarzporphyre. Solche Formen, wie sie z. B. im Eisenbacher Thale bei Schemnitz vorkommen, und wie sie wohl auch Niedzwiedzki in den dunklen Lipariten von dem Höhenzuge des Brechos auf Samothrake beschrieb, lassen am sichersten amorphe und mikrofelsitische Häutchen beobachten. Ihnen nahe verwandt ist die sehr seltene Ausbildungsform, wo die Grundmassen-Feldspathe leistenförmig sind. — Bei einer anderen Gruppe ist die mehr oder weniger holokrystalline Grundmasse allotriomorph-körnig, wie das zuerst wohl Weiss an Lipariten von Schemnitz und Königsberg in Ungarn beschrieb. Dann ist nur selten eine Glasbasis oder Mikrofelsit mit Sicherheit nachweisbar, wie das z. B. Niedzwiedzki an den lichten Lipariten von Ag. Sophia und Ag. Georgios auf Samothrake fand. Solche allotriomorph-körnige Grundmassen scheint auch v. Drasche in den von ihm als Hornfelstrachyte beschriebenen Gesteinen von Tüffer und von der Pireschitz bei S. Wöllan in Steiermark beobachtet zu haben. Dass hier eine ursprüngliche Ausbildungsform der Grundmasse vorliege, ist in hohem Grade unwahrscheinlich, ganz besonders auch desshalb, weil nirgends Übergänge in und Vergesellschaftungen mit granophyrischen Structurformen beobachtet worden sind. Der fast absolute Mangel granophyrischer Formen in den Quarztrachyten ist einer der auffallendsten Unterschiede gegenüber den so nahe verwandten Quarzporphyren.

Die Felsoliparite zeigen eine geradezu kaleidoskopische Mannichfaltigkeit der Structur und es ist nicht leicht aus dem Gewirr der Einzelformen die Gruppencharaktere zu entwirren.

In allen Fällen besteht die Grundmasse entweder ganz aus Mikrofelsit oder diesem ist eine glasige Basis, beziehungsweise es sind ihm kryptokrystallin entwickelte Massen beigemengt. Durch das Überwuchern der einen oder der anderen Beimengung entwickeln sich die Übergänge in holokrystallin-porphyrische und in vitrophyrische Liparite. Die Anordnung dieser zwei oder drei Bestandmassen bedingt die sphärolithische, die lagenförmige und die durchflochtene Structur, sowie die Verbindungen zweier oder mehrerer dieser Structurformen. — Der Mikrofelsit der Felsoliparite zeigt ebenso, wie derjenige der Felsophyre, als einfachste Gestalt die Schüppchen- und Faserform; hierin, sowie in seiner geringeren Lichtdurchlässigkeit liegt die Unterscheidung gegenüber der Glasbasis. Wo diese Schüppchen und Fasern regellos verfilzt sind, da ist eine Einwirkung auf polarisirtes Licht im Allgemeinen nicht erkennbar. Sobald jedoch eine Parallelordnung, oder was weit häufiger ist, eine radialstrahlige Anordnung eintritt, ist die allerdings schwache Doppelbrechung sicher zu constatiren. Bei jeder Ausbildungsweise derselben lässt sich sicher feststellen, dass seine Entwicklung nicht nur derjenigen der Einsprenglinge, sondern auch derjenigen der allerjüngsten mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode folgte, und dass nur die glasige Erstarrung ein noch späterer Act der Gesteinsverfestigung ist. Die oft als Feldspath, seltener als Augit bestimmbaren, oft aber auch ganz zweifelhaften Mikrolithe, die Trichite und alle krystallitischen Substanzen durchziehen den Mikrofelsit in fluidal geordneten Reihen so ungestört, als wäre er nicht vorhanden, und ganz ebenso, wie die etwa mit ihm associirte Glasbasis. Andererseits windet sich der Mikrofelsit anschmiegend um etwa beigemengte rundliche oder elliptische krystalline Feldspath-, Quarz- oder Feldspath-Quarz-Aggregate. Ja es scheint, als ob selbst Tridymithäufchen oft bedingend auf die fluidale Anordnung des Mikrofelsits gewirkt hätten, während allerdings in andern Fällen solche Tridymitaggregate mit dem Mikrofelsit gleichsinnig ausgezogen, gewunden und gestaucht sind. Dass die Erstarrung der Glasbasis der Mikrofelsitbildung folgte, also der letzte Act der Gesteinsverfestigung war, geht besonders deutlich aus dem Verhalten der Mikrofelsit-Sphärolithe gegen das Gesteinsglas hervor. Die ausserordentlich feinen Strahlen dieser setzen von der Peripherie aus ungestört und weithin in jenes fort ohne Veränderung ihrer Richtung, wenngleich oft in Glieder zerbrochen, wohl bei der Contraction während der Erstarrung des Glases.

Wenn es überhaupt jemals gelingen wird, die chemische und physikalische Natur der Mikrofelsitsubstanz sicher festzustellen, so wird dieses bei den Felsolipariten geschehen müssen und es liegt in der Natur der Sache, dass man sich der verbreitetsten Form derselben, der sphärolithischen hierzu wird bedienen müssen. Es ist daher von Wichtigkeit, die mikrofelsitischen sphärischen Gebilde von den mannigfachen anderen zu trennen. Es möge das eine gewisse Ausführlichkeit in der Beschreibung entschuldigen.

Sucht man die mikrofelsitischen Einzelkörperchen bis zu ihrer sphärolithischen Aggregation zu verfolgen, was besonders gut in den Lithophysen führenden Vorkommnissen der Gegend von Telkibanya, zumal in einem solchen vom Ostende von Telkibanya, NO. Göncz, thunlich ist, so findet man, dass in der farblosen Glasbasis die globulitähnlichen Mikrofelsitschüppchen sich zu sehr kleinen rundlichen Gruppen so zusammenballen, dass sie echte Cumulosphärite bilden. Jedes Schüppchen oder Scheibchen ist einzeln wahrzunehmen, zwischen denselben ist das farblose Glas sicher zu erkennen, die Zusammenballung derselben wird lockerer und lockerer mit der Entfernung vom Centrum. Eine solche Grundmasse-Partie besteht also aus glasdurchtränkten Mikrofelsit-Cumulosphäriten, die von reinen, d. h. mikrofelsitfreien Glasschalen umgeben sind. Eine deutlich radiale Anordnung der Mikrofelsitscheibchen in den Cumulosphäriten ist oft wahrnehmbar, oft fehlt sie auch. Diese erst bei den stärksten Vergrösserungen wohl erkennbaren Gebilde zeigen ausnahmslos ein zierliches, sphärolithisches Interferenzkreuz und negativen Charakter der Doppelbrechung. Dass die Doppelbrechung selbst und also auch der Charakter derselben nicht direct der Mikrofelsitsubstanz zugeschrieben werden darf, ergiebt sich daraus, dass dieselben Interferenzkreuze in vollständig mikrofelsitfreien Glasscheibchen desselben Präparates in demselben Gesichtsfelde erscheinen. Es liegt offenbar eine Spannungserscheinung im Glase selbst vor und daraus erklärt sich auch ihr negativer Charakter. — Sobald jedoch die verkittende Glassubstanz zurücktritt, dabei zugleich eine rosettenförmige oder radialstrahlige Anordnung der trübgelblichgrauen Mikrofelsitschüppchen deutlich wahrnehmbar wird, erhält man zwischen gekreuzten Nicols präcisere Interferenzkreuze und zwar mit positivem Charakter der Doppelbrechung. Die Doppelbrechung ist etwas höher und zugleich ist die Grenze der einzelnen Mikrofelsit-Sphärokrystalle gegen einander, beziehungsweise gegen den Glasteig auch im gewöhnlichen Lichte deutlich

erkennbar. — In ähnlicher Weise kann man bei den in Sphärolithfels übergehenden oder lagenartig aus Sphärolithfels und Glas aufgebauten Liparit-Obsidianen von Lipari constatiren, dass die deutlich strahligen, bräunlichen, nur wenig mit Glas durchtränkten Mikrofelsit-Sphärolithe optisch positiv sind, während die kleineren, dicht gedrängten, ebenfalls bräunlichen, aber nicht strahligen, sondern cumulitischen und stark mit Glas getränkten Sphäroide ein negatives Interferenzkreuz zeigen. — Von den zweifellosen Mikrofelsit-Sphärokrystallen der Felsoliparite lassen sich nun alle denkbaren Übergänge zu den makroskopischen sog. Sphärolithen der Liparitperlite und -Obsidiane, sowie der Felsoliparite selbst, mit schon dem blossen Auge erkennbarer radialer Faserstructur verfolgen. Da nun diese nach den vorliegenden chemischen Untersuchungen übersaure Silicate von feldspathähnlicher Zusammensetzung sind, so scheint mir die für die Natur des Mikrofelsit gemachte Annahme kaum bestreitbar. — Diese Mikrofelsitsphärokrystalle sind bald absolut oder doch, soweit das Mikroskop eine Beurteilung erlaubt, homogen und geben dann sehr präcise, den Nicolhauptschnitten parallel orientirte Interferenzkreuze. Die Regelmässigkeit derselben wird auch da nicht gestört, wo sie in erkennbarer Weise mit klarer Glasbasis durchtränkt sind. In andern Fällen werden die Interferenzkreuze unregelmässiger; einzelne dunkle Strahlen liegen mehr oder weniger schief gegen die Nicolhauptschnitte (Gönczer Thal), es entstehen mehr oder weniger als vier Kreuzarme. Dann kann man oft sicher erkennen, dass den trüben Mikrofelsitfasern helle Strahlen von negativem Charakter, d. h. mit grösster Elasticität parallel der Längsaxe beigemengt sind, welche man wohl für Feldspath halten muss. Gelegentlich, aber doch sehr selten sind auch positive wasserhelle Strahlen nachweisbar, die man für Quarz wird halten müssen, und so giebt es Entwicklungsformen, die von Quarz-Feldspath-Pseudosphärolithen nicht mit Sicherheit zu entscheiden sind. Ob man jedoch von eigentlichen Übergängen aus Mikrofelsitsphärokrystallen zu Pseudosphärolithen reden darf, das möge zunächst dahingestellt sein. — Die Abgrenzung der Mikrofelsitsphärolithe nach dem Gesteinsglase hin liefert bald eine sehr regelmässige Kugeloberfläche, bald fasern sich dieselben nach dem Gesteinsglase hin unregelmässig aus und die Grenze wird dann weniger scharf. Dabei zeigen die Mikrofelsitstrahlen allenthalben die den trichitischen Gebilden eigene Biegung, Zertheilung in zwei, drei und mehr neue Fasern bis zu förmlicher

pinselartiger Zerzaserung. Die unregelmässige Fortsetzung solcher Sphärolithe führt zur Entwicklung bisweilen schon mit blossem Auge erkennbarer pseudopodienähnlicher Fortsätze (Taf. IV Fig. 4), die dann meistens von einer wasserhellen Glasschale umgeben sind, welche ganz in gespannte, optisch negative Glaskugeln zwischen gekreuzten Nicols zerfällt. Auf diese folgt dann wohl auch eine neue Hülle von positivem bräunlichem Mikrofelsit, dessen Fasern in die Fortsetzung derjenigen des Kerns fallen. Auch rundliche Glaskugeln von ebenfalls negativer Spannungsdoppelbrechung sind nicht selten mitten in dem Mikrofelsitsphärokrystall oder dessen Pseudopodien eingehüllt. Solche Ausbildungen beschrieb wohl zuerst Vogelsang an einem Liparit von Tolcsva bei Tokaj; sie finden sich in vorzüglich schöner Ausbildung in den Lipariten und Sphärolithfelsen von Kremnicka bei Kremnitz. Hier sind den Mikrofelsitstrahlen ebenfalls Feldspathstrahlen beigemischt. — Im Allgemeinen pflegt die Anordnung der Mikrofelsitstrahlen um einen Punkt als Centrum recht regelmässig zu sein. Wo Einsprenglinge von Quarz oder Sanidin liegen, dienen diese gern als Ansatzpunkte, Biotit dagegen oder Hornblende oder Augit niemals. In anderen Gesteinen ist die centrische Anordnung unregelmässiger, ja die Strahlen können um eine gerade oder gewundene Linie als Ansatzstelle geordnet sein, so dass die Sphärolithe elliptische bis langstriemige Gestalt von oft höchst bizarrer Form annehmen. Diese Gebilde, deren Detail von Zirkel (Microscop. Petrography, S. 171 passim) mit gewohnter Meisterschaft beschrieben wurden, empfingen von ihm den Namen Axiolithe. — Wo in den Felsolipariten diese Mikrofelsitsphärokrystalle sich eng aneinanderdrängen, da büssen sie ihre rundliche oder elliptische Form ein und werden eckig. So kann im extremen Fall die ganze Grundmasse nur aus kleineren und grösseren Secoren von Sphärolithen bestehen, die sich gegenseitig an freier Formenausbildung hinderten. — Dass die Bildung der Mikrofelsitsphärokrystalle mit Contractionen verbunden war, erkennt man an der Häufigkeit bald tangential, bald radial, bald unregelmässig verlaufender Sprünge und Spalten, welche bisweilen (wohl secundär) mit Quarz ausgefüllt sind. Auch Luftbläschen von allerwinzigsten Dimensionen sind hie und da deutlich erkennbar in lang ausgezogener Form zwischen die Sphärolithstrahlen eingeklemmt und lassen also auf Anwesenheit einer gewissen Menge von Glassubstanz schliessen. Nicht allzuselten begegnet man auch feinvertheilten erdigen Stäubchen von Eisenerzen (sog. Ferrit) zwischen den Sphärolithfasern

in radialer Anordnung; dieselben deriviren oft in erkennbarer Weise von ursprünglich krystallitischen Gebilden. Am geeignetsten zum Studium der bisher besprochenen sphärolithischen Gebilde erwiesen sich die Liparite des Hliniker Thals bei Schemnitz, der näheren und weiteren Umgebung von Telkibanya, Göncz, Vörsz Visz. Bischofsky Hegy und Hollohaza, dann von Tolcsva bei Tokaj und von Bartos Lehotka zwischen Kremnitz und Rudna, sowie manche Euganäen-Liparite.

Ausser den Mikrofelsitsphärokrystallen, und mit diesen bei flüchtiger Betrachtung wohl zu verwechseln, kommen in den Felsolipariten Sphärokrystalle von Feldspath vor. Man sieht oft die mikrolithischen Feldspathbildungen zweiter Generation, wo sie lang nadelförmig ausgebildet erscheinen, sich terminal gabeln oder pinselförmig ausfasern unter oft kräftiger Verbiegung ihrer Längsaxe, welche stets Axe der grössten Elasticität ist. Solche trichitisch entwickelte Feldspathe sammeln sich gern bündel- und büschelförmig und führen so zu echten und oft auffallend regelmässig gebauten Sphärokrystallen mit negativem Interferenzkreuz hinüber. Eine Schiefe der Interferenzkreuzarme gegen die Nicolhauptschnitte ist bei recht regelmässigem Bau nur selten mit Sicherheit zu constatiren. Doch ist die Präcision des Interferenzkreuzes oft geringer, es treten recht schief auslöschende Fasern unregelmässig auf, aber ebenfalls mit negativer Längsaxe. Die fasrige Structur ist deutlich. Die Lichtdurchlässigkeit grösser als bei den Mikrofelsitsphärolithen und eine bräunliche Färbung ist nicht vorhanden. In anderen Fällen erscheinen solche Sphärolithe trübe, ohne dass in sicherer Weise ein eigentliches trübendes Pigment nachweisbar wäre. Der auch hier unverkennbare negative Charakter und die etwas höhere Doppelbrechung gegenüber den Mikrofelsitsphärokrystallen legt es nahe, auch diese Gebilde den Feldspath-Sphärokrystallen zuzurechnen. Dieselben sind in den ungarischen Lipariten der Schemnitzer Gegend öfters vorhanden und sinken nur selten zu sehr mikroskopischen Dimensionen herab. Sie bauen fast ausschliesslich einen hellgrünen, felsitfelsähnlichen Obsidian (wohl Trachyt-Obsidian) auf, welcher gangförmig im Tuff in der Stadt Ponza auf der gleichnamigen Insel aufsetzt.

Zu den Pseudosphärolithen scheinen auch die in ihren Beziehungen zu Lithophysen von Iddings studirten sphärischen Gebilde zu gehören, welche in dem Liparitobsidian und zumal in den felsoliparitischen Ausbildungsformen desselben im National

Park an der Obsidian Cliff auftreten. Ihre Dimensionen schwanken zwischen dem mikroskopischen und mehreren Zoll Durchmesser. Sie bestehen aus Fasersectoren, die nicht parallel der Faseraxe auslöschen, sondern mehrere dunkle Streifen in verschiedener Neigung gegen die Hauptschnitte der gekreuzten Nicols liefern. Nur in den kleinen Sphärolithen nähert sich diese Interferenzerscheinung einem normalen Kreuze. Er beobachtete structurelle Übergänge zu anscheinend granophyrischen Verwachsungen von saurem Feldspath mit Quarz, welche ebenso wie die Sphärolithe krystallinische Gebilde umschliessen. Daraufhin, sowie auf Grund der chemischen Übereinstimmung der Sphärolithe mit dem Obsidianglas hält er erstere für mechanische Gemenge von saurem Feldspath und Quarz mit etwas Magnetittrichiten und Augitmikrolithen. Die grossen Sphärolithe von erdiger Textur bestehen mikroskopisch aus gegliederten Feldspathfasern, zwischen denen Tridymitschüppchen, Magnetitkörnchen und Mikrolithe, sowie zahllose Gasblasen eingestreut sind. Der Tridymit aggregirt sich häufig zu Häutchen mit eingeschlossenen Feldspathfasern, welche poröse Zwischenräume zwischen sich lassen. Die Centra der grösseren Sphärolithe haben oft die Structur der kleineren Sphärolithe, ja die Fasern dieser scheinen sich in die Fasern jener fortzusetzen; doch wäre bei den centralen Theilen dann Quarz, bei den peripherischen Tridymit zwischen die Feldspathfasern eingeklemmt. In den porösen Theilen der grossen Sphärolithe findet sich dann auch gelegentlich gelber Fayalit, der anscheinend der jüngste Component wäre. In denselben läge also die auffallende Combination von saurem Feldspath mit Tridymit und Fayalit vor. — Die grossen Sphärolithe enthalten sehr oft, bald randlich, öfter angenähert central grosse Hohlräume, in welche hinein die Sphärolithfasern ragen, ein Verhältniss, welches auch an den Axiolithen und Sphärolithen der ungarischen Felsoliparite nicht eben selten vorkommt. Auch die obenerwähnten Schrumpfungsphänomene beobachtete Iddings besonders gern in den centralen Theilen der grossen Pseudosphärolithe und in angenähert concentrischen Bogen. Dadurch gliedert sich der Pseudosphärolith in Schalen, bei denen die innere Oberfläche der nächst äusseren auf die äussere Oberfläche der nächst inneren passen würde, so dass ihr ursprünglicher Contact unzweifelhaft scheint. Wo das Gestein zugleich Lagenstructur besitzt, setzen dann z. B. die mikrolithisch krystallinen Lagen ohne Ablenkung durch die concentrischen Schalen der grossen Pseudosphärolithe hindurch. In andern

Gesteinsvarietäten sind die Hohlräume der Pseudosphärolithe auf concentrische Kugeloberflächen geordnet und werden von dünnen Häuten getrennt. Die grossen hohlen Pseudosphärolithe sind sehr häufig halbkugelförmig; werden diese nun durchschlagen, so geben die concentrisch geordneten Sphärolithschalen und Hohlräume mit ihren trennenden Wänden das zierliche Phänomen der Lithophysen. — Nun bestehen aber die Lithophysen-Blätter in dem von Iddings untersuchten Vorkommen, sowie in manchen andern (Tenne studirte dieselben am Cerro de las Navajas, in denen schon G. Rose den Olivin entdeckt hatte, Cross an den oben erwähnten Localitäten) aus Feldspath (derselbe ist an der Obsidian Cliff ein asymmetrischer Natron-Orthoklas, also wohl Anorthoklas), prismatischem Quarz, Tridymit und Fayalit, dem sich gelegentlich Granat und Topas zugesellen; auch in anderen, so in ungarischen Gesteinen bauen sie sich aus Feldspath, Quarz und Tridymit in reifähnlichen lockeren Aggregaten auf. Sie sind demnach structurell nicht direct mit den Pseudosphärolithen identisch. Zu der Erklärung dieser Thatsache hat zuerst Szabó (Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1866, XVI. 89) und nach ihm Justus Roth (Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine, Berlin 1869, 168) und andere secundäre chemische Veränderungen herangezogen. Cross dagegen nahm Sublimationsprocesse oder Krystallisation aus heissen Lösungen an, die mit der Gesteinsverfestigung gleichzeitig wären oder ihr doch bald folgten. In ähnlicher Weise, aber direct aus dem Gesteinsbildungsprocess heraus erklärt Iddings die Bildung dieser Lithophysen in folgender ansprechenden Weise. In dem noch plastischen Gesteinsglase schossen Feldspathfaserbündel in einer Glaskugel an. Dadurch wurde die Glaskugel alkali- und thonerdeärmer, und relativ kieselsäure- und wasserreicher. Konnte das Wasser nicht mehr gebunden zurückgehalten werden, so wurde es in zahlreichen kleineren oder einzelnen grösseren Dampfbläschen frei und wirkte nun als agent minéralisateur auf die ursprüngliche Glaskugel, aus welcher die oben genannten Mineralsubstanzen nach Analogie der bekannten Daubrée'schen Versuche auskrystallisirten. Die durch den Wasserverlust bedingte Volumabnahme des Glases führte zur Bildung der Sprünge, auf denen Quarz, Tridymit und Fayalit sich ansetzten. Dass dieser Process vor der endgültigen Verfestigung des Gesteins sich abspielte, geht daraus hervor, dass hie und da glasige Gesteinsbasis in die Lithophysenkammern noch eindringen konnte.

Bei Alftavik, südl. von Husavik in Island kommt Liparit mit obsidianähnlichen Pechsteinmodificationen und tuffartigen Massen vergesellschaftet vor, in denen nach C. W. Schmidt eigenthümliche sphärolithartige Gebilde auftreten. Dieselben haben 2—3 cm Durchmesser und tragen einige erhabene Rippen. Das Centrum besteht aus einem unregelmässig geformten Quarzkern; um ihn herum liegt die eigentliche Sphärolithmasse. Dieselbe besteht z. gr. Th. aus feinfasrigen, schwach doppelbrechenden „felsosphäritischen Büscheln, zwischen welchen nur spärlich ein feinkörniger Mikrofelsit zu bemerken ist. Zahllose schwärzliche Körnchen und trichitische Striechelchen sind in der Masse interponirt und zeigen eine parallele, aber senkrecht zum Faserverlauf stehende Anordnung. Die directe Grenze gegen den Quarz wird von einer klaren, vollständig isotropen Zone gebildet, die einem echten Glase angehören muss. Kleine rundliche Kügelchen und traubige Gebilde dieser Substanz springen in das Innere des Quarzkerns vor.“ Die Kieselsäure des Quarzkerns ist an der Peripherie „zu stark lichtbrechenden, eisblumenähnlichen Figuren zusammengeschossen; darauf folgen mehr breit büschelige, Pfauenfeder-artige Aggregationen und erst das Innere wird von einer theils äusserst fein-, theils sehr grobkörnigen, echt krystallinen Quarzmasse ausgefüllt.“

Von den bisher besprochenen, stets erkennbar radial aufgebauten Sphärolithgebilden gänzlich verschieden sind farblose, jeder Faserung entbehrende kuglige Gebilde, die man als solche erst zwischen gekreuzten Nicols erkennt. Ihr Interferenzkreuz liegt stets genau parallel zu den Nicolhauptschnitten und hat durchweg negativen Charakter. Da eine zweifellose Glasbasis, besonders da, wo sie mit Mikrofelsitsubstanz irgendwie durchwoben ist, öfters vollständig in solche Kügelchen zerfällt, so wird man dieselben wohl für gespannte Glaskugeln ansehen dürfen. Eine Beziehung zu perlitischer Absonderung ist wohl hie und da, aber keineswegs immer, ja nicht einmal sehr häufig festzustellen. Die Deutung als Opal oder Hyalit, welche man wohl vorgeschlagen hat, ist aus chemischen Gründen ausgeschlossen. Die hier gebotene Deutung enthält eine Begründung dadurch, dass die zweifellosen Perlitkugeln z. B. der Gesteine von Telkibanya, nicht nur als Kugeln, sondern auch im Dünnschliff durchweg doppelbrechend sind mit negativem Charakter. Das Interferenzkreuz dieser Glaskugeln öffnet sich in manchen Präparaten bei Drehung zwischen gekreuzten Nicols zu Hyperbeln mit geringer Entfernung ihrer Pole, und zwar ist die

Hyperbelaxe in allen Kügelchen gleich gerichtet (Telkibanya, S. der alten Massamühlen, ONO. Göncz). Das weist auf ungleichmässige Contraction hin.

Die Glasbasis der Felsoliparite ist farblos bis gelblich oder graulich, selten ganz rein, sondern mehr oder weniger mit Mikrofelsit in kurzen Strängen oder cumulitischen Massen erfüllt. Ausserdem aber ist sie in den meisten Gesteinen voll mikrolithischer und krystallitischer Gebilde. Unter diesen sind langprismatische farblose, oft gegabelte Kryställchen mit der Brechung und Doppelbrechung der Feldspathe am häufigsten. Dieselben sind fast stets fluidal geordnet und ihre Längsaxen liegen mehr oder weniger genau parallel. Das Gedränge derselben kann ein so dichtes werden, dass bei schwächeren Vergrösserungen zwischen gekreuzten Nicols und bei eingeschaltetem Gypsblättchen mit Roth I. Ordnung das ganze Gesichtsfeld sich wie ein negativer Krystall zu verhalten scheint, dessen Axe grösster Elasticität parallel der Stromrichtung liegt. Erst bei stärkeren Vergrösserungen erkennt man, dass die Doppelbrechung auf die Feldspathmikrolithe beschränkt ist. Sehr schön ist diese Erscheinung in einem Liparit von Battaglia in den Euganäen. — In anderen Gesteinen sind die Feldspathmikrolithe nicht langprismatisch, sondern kurz spindelförmig, aber in der gleichen Weise geordnet und denselben Effect hervorbringend (Lithoidit vom Gönczer Pass, ONO. Göncz, S. Telkibanya). Nächst den Feldspathen, wenn die Deutung richtig ist, kommen stärker licht- und doppelbrechende Mikrolithe, die man für Augit halten möchte, recht verbreitet vor; dann dunkelbräunlich durchscheinende Trichite, opake Margarite und Krystallite, an welche sich randlich gern erzähnliche Körnchen und Stacheln, auch Mikrofelsit-Cumulite anheften. Alle diese Gebilde ordnen sich meistens deutlich fluidal. — Sehr häufig wechseln auch diese Ausscheidungen in parallelen Bändern, so dass Trichiten-Reihen mit Mikrolithen-Reihen alterniren. Auch der Mikrofelsit ist nicht selten mit krystallitischen Gebilden erfüllt, doch scheinen die als Feldspath und eventuell als Augit gedeuteten Mikrolithe ihn zu meiden. — Dunkle globulitische Körperchen sind in der Glas- und Mikrofelsitsubstanz oft massenhaft vorhanden; es ist jedoch nicht unwahrscheinlich, dass Manches, was man für Globulite hält, in Wirklichkeit nur äusserst winzige Gasbläschen seien.

Diese Bestandtheile der Felsoliparitgrundmassen bedingen nun bei ausschliesslichem Auftreten der Mikrofelsitsubstanz vorwiegend sphärolithische Structur; nur sehr selten ordnen sich die Mikro-

RE
FORNIA.

felsitschüppchen und Fasern parallel und bedingen fluidale Erscheinungen mehr durch ihre krystallitischen Einlagerungen, als durch die Anordnung ihrer selbst. Die typisch fluidalen Structurformen der Felsoliparite sind an das Zusammenauftreten von Mikrofelsit mit Glasbasis und mehr oder weniger mikrokrystallinen Substanzen gebunden. Diese alterniren entweder in sehr feinen parallelen Lagen, welche sich schon dem blossen Auge als ein höchst zierlicher bandförmiger Farbenwechsel im Handstück verrathen. Diese Lagen entsprechen offenbar verschiedenen physikalischen Zuständen im Momente der Gesteinsverfestigung, welche in der einen Lage glasige Erstarrung mit kurz vorhergehender mikrolithischer Ausscheidung, in der andern Lage mikrofelsitisch-sphärolithische Krystallisation (Taf. V Fig. 1) oder aber deutliche Differenzirung in Feldspath und Quarz oder Feldspath und Tridymit bedingte. Iddings machte in seinem Aufsatz über die Lithophysen und die Lagenstructur (Lamination) saurer Laven darauf aufmerksam, dass jede irgendwie gestaltete schlierige Verschiedenheit im erumpirenden Magma durch die Flussbewegung zu einer Lamination parallel der Unterlage führen muss, und zwar um so vollkommener, je weiter weg vom Eruptionspunkt. Das mannichfach wechselnde Detail dieser ihrem Wesen nach fluidalen Lagenstructur entsteht dadurch, dass die Mikrofelsitlagen bald sphärolithisch, bald verworren schuppig-fasrig sind, bald reich an krystallitischen Gebilden, bald mehr oder weniger frei von denselben, bald durch feinvertheiltes Erz getrübt oder nicht getrübt, durch Luftporen aufgelockert oder compact sind. — Die Verschiedenheiten der Glaslagen lassen sich fast stets auf grösseren oder geringeren Reichthum an Mikrolithen und Krystalliten, sowie an Luftbläschen, seltener auf fluidale Vertheilung von Pigmenten zurückführen. — Die holokrystallinen Lagen variiren insofern, als dieselben bald in regellosem Aggregat aus Quarz und Feldspath, selten aus grösseren Feldspathkörnern mit unregelmässig eingelagerten rundlichen Körnchen, die wohl Quarz sind, bestehen. Die letzteren pflegen dann in einem und demselben Feldspathkorn parallel orientirt zu sein und liefern somit eines der seltenen Analoga zu den granophyrischen Gebilden der Quarzporphyre. Ausser der als Quarz gedeuteten Substanz sind solchen allotriomorphen Feldspathkörnern auch Biotitblättchen zweiter Generation, als Augit zu deutende Mikrolithe und Erzpartikelchen eingelagert (Göncz). Letztere Ausbildungsform tritt besonders gern in Lagenwechsel mit Glas auf, welches reich an Feldspathmikrolithen ist. In wieder

andern Fällen bestehen die holokrystallinen Lagen aus Tridymithäufchen und Feldspathkryställchen.

Wenn nun die genannten Bestandtheile der Grundmasse nicht in parallelen Lagen alterniren, sondern unter wechselnden Winkeln und mit oft raschen Biegungen und Knickungen durch einander geknetet und gepresst sind, so entstehen die durchflochtenen Structuren.

Die in obiger Darstellung geschilderten Verhältnisse sind ganz wesentlich den ungarischen Felsolipariten entnommen. Sie kehren in durchaus analoger Weise, wenn auch nicht so mannichfacher Ausbildung, bei den verwandten Gesteinen der Euganäen (Monte Sieve, Monte della Montecchia, Monte Bello, Battaglia, Monte Menone) und bei den schönen, von Diller (Q. J. G. S. 1883. XXXIX. No. 156) in Kleinasien geologisch untersuchten Vorkommnissen (Westseite des Kyalarderessi, ½ km. SO. von Hussanfaki an der Südküste der Troas, am Kozlou-dagh bei Lamponaea in der Troas, Salmosac bei Aivali im Gebiet von Smyrna) wieder. — Die grosse Ähnlichkeit der Liparite von Aden, welche Vélain und J. Roth beschrieben, mit den ungarischen Gesteinen hebt bereits Vélain hervor, in dessen Darstellungen der Chalcedon und Opal der Liparitgrundmassen vielleicht manchem entsprechen dürfte, was hier als Mikrofelsit und Gesteinsglas gedeutet wurde. — Ebenso sind zahlreiche Analogien in den Beschreibungen der andern oben citirten Autoren sicher erkennbar. So schildert Hussak allotriomorph-körnige und sphärolithische Grundmassen an den Lipariten des Schaufelgrabens bei Gleichenberg in Steiermark, aus sphärolithischem Mikrofelsit und perlitischem Glase gemengte an denjenigen des Rhodope-Gebirges; v. John schildert hypokrystallin-porphyrische Liparite mit einer an Feldspathleistchen und Quarzkörnern reichen Grundmasse vom Karaghan-Gebirge in Persien, Mügge solche mit sphärolithischer und fast holokrystalliner Grundmasse aus Feldspathleisten und Quarz aus dem Kilimandscharo-Gebiet, Kolenko solche mit sphärolithischer und holokrystalliner Grundmasse von der Banks Halbinsel in Neu-Seeland, Stelzner ebensolche aus der argentinischen Provinz Catamarca. Sehr interessant ist die Darstellung Niedzwiedzki's von den Lipariten des Trachytstocks NW. vom Rujge-Gebirge bei Trn, deren Grundmasse, wie das oben vom Gönczer Pass beschrieben wurde, aus einem mit Feldspathspindeln, wozu sich hier Quarz gesellt, erfülltem Glasteig besteht. — Von besonderer Wichtigkeit sind die Schilderungen, welche Zirkel von den Felsolipariten des 40. Parallels in den centralen Territorien der Vereinigten Staaten gegeben hat.

Die Liparitgläser oder Hyaloliparite verhalten sich systematisch zu den eigentlichen Lipariten, ähnlich wie die Vitrophyre zu den Quarzporphyren. Indessen zeigen sie eine weit mannichfachere Ausbildung als diese. Bei den palaeovulkanischen Quarzporphyren sind bisher nur wasserreiche Gläser bekannt. Bei den neovulkanischen Lipariten unterscheidet man Liparitpechsteine, Liparitperlite, Liparitobsidiane und Liparitbimssteine. Ihnen allen ist es eigenthümlich, dass die Entwicklung intratellurischer Einsprenglinge eine sehr geringe ist. Doch sind Übergänge in die Nevadite, sowie in die eigentlichen Liparite ziemlich verbreitet. Man darf die Liparitgläser als das Product einer sehr raschen Erstarrung liparitischer Magmen auffassen; dem entspricht es, dass wir dieselben als Krusten liparitischer Ströme und als Salbänder liparitischer Gänge antreffen, wo sie nicht selbständige geologische Körper bilden. Unter einander sind sie ebenfalls durch allmählige Übergänge verknüpft und bisweilen durch lagenartigen Wechsel verbunden. Die Trennung der Liparitgläser von den structurell identischen Gläsern der übrigen saureren neovulkanischen Eruptivgesteine (Trachyte, Phonolithe, Dacite, Andesite) ist nur in einzelnen günstigen Fällen auf dem Wege der mikroskopischen Untersuchung durchzuführen; im Allgemeinen kann nur die quantitative chemische Analyse sicheren Aufschluss bieten. Davon überzeugt die Betrachtung, dass ein Obsidian mit Einsprenglingen von Biotit, beziehungsweise Hornblende und Augit, und gestreiftem Feldspath ebensowohl ein Dacit sein kann, dessen Eruption vor Ausscheidung des Quarzes stattfand, wie ein Liparit ohne intratellurische Sanidin- und Quarzbildung oder ein Trachyt ohne intratellurische Sanidinbildung oder endlich ein Andesit. Es ist demnach nicht unmöglich, dass manche der hier zum Liparit gerechneten Gesteine in Wirklichkeit zu einer andern Gesteinsfamilie gehören.

Für die Liparitpechsteine kann man es mineralogisch als charakteristisch bezeichnen, dass unter den Einsprenglingen der Quarz gern fehlt, dass der Augit entschieden häufiger in mikrolithischer Ausbildung vorkommt, als in den eigentlichen Lipariten und dass, was schon Zirkel gelegentlich der Untersuchung isländischer Vorkommnisse betonte, die oft grünlich, gelblich oder bräunlich gefärbte Glasbasis gern einen grossen Reichthum mikrolithischer und krystallitischer Ausscheidungen enthält. Dagegen pflegen sphärolithische Gebilde im Ganzen spärlich vorzukommen. Fluidale Phänomene sind allgemein verbreitet, so lagenartiger Farbenwechsel

der Glasbasis, Parallelordnung der mikrolithischen und krystallitischen Ausscheidungen, lagenartiger Wechsel mikrolithenreicher und mikrolithenarmer Gesteinsblätter, selten lagenartiger Wechsel mikrofelsitischer und glasiger Ausbildung. Repräsentanten dieser Gruppen liefert Island, welche von Zirkel, Schirlitz und C. W. Schmidt (die beiden letzteren nennen rhombischen Pyroxen als Gemengtheil) beschrieben wurden. Das gelbliche bis bräunliche Glas ist um die Magnetite und Pyroxene in einem schmalen Wachsthumshofe entfärbt. Trichitische Gebilde fehlen meistens ganz, Sphärolithe sind selten, globulitische Körnelung nur vereinzelt zu beobachten. Nester und Schlieren von kryptokrystallinen Aggregaten sind gern an mikroskopische Sprünge gebunden und wahrscheinlich secundär. Dafür spricht die allotriomorphe Natur der Gemengtheile.

Der Liparitpechsteingang von Murat-le-Quaire in der Auvergne enthält neben zahlreichen Feldspath- und sehr spärlichen Biotiteinsprenglingen nur recht kleine und nicht zahlreiche Feldspathmikrolithe und wegen ihrer winzigen Dimensionen nicht deutbare Krystallite in einer tiefbraunen Glasbasis. Grosse, optisch positive, grau durchsichtige Sphärolithe erweisen sich oft aus vielen kleinen zusammengesetzt und zeigen daher bei ungenügender Vergrösserung scheinbar die Polarisationsphänomene der Granosphärite. Im Centrum der grossen Sphärolithe fehlt oft die Radialstructur und damit das Interferenzkreuz. Es liegen dann Cumulitcentren mit sphärolithischen Schalen vor. — Ein grünlichweisser Liparitpechstein aus dem Cantal zeigt lagenförmigen Wechsel mit Bimssteinglas, dessen stark poröse Fäden schwach doppelbrechend sind. Wie zu erwarten, liegt parallel der Längsrichtung dieser Glasfäden die Axe kleinster Elasticität. Die Erscheinung ist besonders deutlich in der Umgebung der langgezogenen Gasblasen. Das Gestein ist reich an Feldspath- und Quarzeinsprenglingen und erreicht angenähert nevaditischen Habitus. — Nach den Mittheilungen von v. Lasaulx besitzen die Liparitpechsteine des Monte Dore eine bald grüne, bald braune, sehr poröse Glasbasis voll mikrolithischer Ausscheidungen. Sanidin bildet die Einsprenglinge; sphärolithische Gebilde fehlen.

Die Liparitpechsteine der Schemnitzer Gegend (Hliniker Thal) haben graue bis farblose, selten bräunlichgraue Glasbasis, welche oft erfüllt ist mit fluidalen Strömen von Feldspath- und Augitmikrolithen. Meistens aber fehlen die Mikrolithe und an ihre Stelle treten sehr zierliche Trichite und Krystallite mit gebleichten Wachsthumshöfen. Einsprenglinge liefert der Magnetit, Biotit, selten

Augit, gestreifter Feldspath, Sanidin und Quarz. Zirkon ist recht verbreitet. Bimssteinartige Entwicklung der meistens an mikroskopischen Luftporen reichen Basis kommt auch hier vor. Die Glasfäden sind dann ebenfalls doppelbrechend mit gleicher Vertheilung der Elasticität, wie im Cantal.

Die Pechsteine von Ponza wurden von Doelter als durch den Contact mit Liparitgängen umgeschmolzene Trachyttuffe aufgefasst. Sie sind nach Doelter porphyrartig durch Biotit- und Sanidineinsprenglinge und enthalten in einer farblosen, blassgelben oder blassgrünlichen Glasbasis Feldspathmikrolithe und schwarze Mikrolithe, „welche den Trichiten gleichkommen". J. Roth und G. vom Rath fassen diese Pechsteine als structurell verschiedene Salbänder der rothen Felsoliparite auf. Zwischen diesen Salbändern und dem durchsetzten Trachyttuff treten gelegentlich Reibungsbreccien auf. — Ähnliches scheint in den Euganäen vorzukommen. Den randlichen Übergang von Liparit in Pechstein beobachtete auch C. W. Schmidt an der Baula in Island.

Recht mannichfaltig sind die Pechsteine der Euganäen ausgebildet. Ein solcher vom Monte di Cattajo enthält in einer gelblichen rein glasigen Basis neben den Einsprenglingen von Sanidin und Augit langelliptische weissliche Flasern eines kryptokrystallinen Aggregates, deren Längsaxen sämmtlich parallel geordnet sind. Dieselben graulichweissen kryptokrystallinen Flasern finden sich neben solchen eines kurzfasrigen Mikrofelsits in dem gelben Gesteinsglase des Trachytpechsteins vom Monte Mussato di Galzignano, das sich von dem des Monte di Cattajo indessen durch einen bedeutenden Gehalt an globulitischen und margaritischen Entglasungsproducten und an Mikrolithen unterscheidet. — Die Trachytpechsteine von Tremonte, von dem Monte delle Donne, Monte di Torreggia und anderen Localitäten enthalten sämmtlich neben Einsprenglingen von Sanidin, selten Plagioklas, bald Augit, bald Magnesiaglimmer, grosse Mengen von farblosen Mikrolithen in der gelben Glasbasis. Um diese Mikrolithe setzen sich senkrecht zu ihrer Längsrichtung in mehrmaliger Wiederholung höchst zierliche Kränze dunkler Globulite in gleichmässigen Abständen, während gleichzeitig an den Polenden dieser Mikrolithe stachlige Gruppen von kurzen hellen Krystalliten anhaften. Sehr selten erscheint statt der mehrfachen quergeordneten Globulitenkränze eine Längsumsäumung der Mikrolithe durch Globulite. Die Gesteine vom Monte nuovo und Monte Mieda sind bei ganz analoger Ausbildung überdiess reich an Dampfporen. Auch

erscheinen hier, ganz besonders aber in der mattbräunlichen Glasbasis des Felsitpechsteins vom Monte Bello, neben farblosen Feldspath- noch zahlreiche hellgrüne Augitmikrolithe.

Sehr arm an Einsprenglingen, die theils dem Sanidin, theils dem Plagioklas, vereinzelt dem Granat angehören, ist ein Trachytpechstein von Oyacachi am Flusse Napo zwischen den Vulkanen Antisana und Cayambe in den Anden, welchen wir durch Wolf und vom Rath kennen lernten. Die Grundmasse des Gesteins besteht aus einem innigen Gemenge theils kurzer, sich rasch auskeilender Bänder, theils eckiger Fetzen eines farblosen und eines hell graubraunen Glases. Das erste enthält gewundene Reihen von farblosen polarisirenden, sowie von dunklen isotropen Körnchen und spärlichen Feldspathmikrolithen; das bräunliche Glas dagegen ist kaum merklich durch Globulite gekörnelt, geht dagegen an einzelnen Stellen in ein kryptokrystallines Aggregat über. Darin liegen ziemlich häufig positive Mikrofelsitsphärolithe. Auch kleine Brocken andesitischer Felsarten finden sich gar nicht selten eingebacken in dem interessanten Gesteine.

Möhl beschreibt einen Trachytpechstein vom Bromo bei Passerocang in Ost-Java, der reich ist an Einsprenglingen von Sanidinkrystallen und kugeligen Aggregaten von Sanidinkryställchen mit Eisenglanz-Interpositionen, sowie an scheinbaren Sphärolithen, die sich mikroskopisch ebenso als Sanidinkrystallaggregate erkennen lassen. Daneben erscheint Augit spärlich. Die Grundmasse ist ein an sich wasserhelles, mit winzigen opaken Körnchen massenhaft erfülltes und reichlich Sanidin-Mikrolithe führendes Glas.

Den Liparitpechsteinen schliessen sich durch ihr wasserhaltiges Glas, ihren im Allgemeinen grossen Reichthum an krystallitischen und mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode, sowie durch meistens nicht sehr zahlreiche intratellurische Einsprenglinge die Liparitperlite am nächsten an. Sie sind durch ihre durchgreifende perlitische Absonderung charakterisirt, der zufolge sie aus einem dichtgedrängten Haufwerk von rundlichen, zwiebelartig concentrisch-schaligen Glaskugeln bestehen. Am normalsten ist dieser Aufbau dann, wenn zwischen den Perlitkugeln sich noch schmalere oder breitere Glasbänder von nicht perlitischer Absonderung vorfinden. Diese sind dann oft bimssteinartig fasrig mit schwacher Doppelbrechung bei optisch positiver Längsaxe. Wo diese Glasbänder fehlen und die Kugeln sich gegenseitig berühren, da platten sich die Perlitkügelchen gegeneinander zu oft merkwürdig eckigen Kör-

pern ab. Auch die Perlitkugeln zeigen eine allerdings gewöhnlich sehr schwache Spannungsdoppelbrechung und liefern dann sehr verwaschene rechtwinklige Interferenzkreuze mit im normalen Fall negativem Charakter (Telkibanya, Horna Stubua u. a.). Die perlitische Absonderung übt nicht den mindesten Einfluss auf die fluidale Anordnung der mikrolithischen und krystallitischen Gebilde aus und ist zweifellos der letzte Act der Gesteinsverfestigung. Bucca beobachtete einen Übergang der perlitischen Absonderung in die plattige, was theoretisch zu erwarten war. — Das Perlitglas ist im Allgemeinen farblos, niemals tief-, gelegentlich graulich bis gelblich oder graubräunlich gefärbt. — Mikrofelsit in verworren fasrigen Schlieren oder häufiger in Sphärokrystallen von positivem Charakter ist nicht allgemein, aber oft sehr reichlich bis zum Übergang in Sphärolithfels vorhanden. Kryptokrystalline Linsen und Schlieren kommen spärlich vor. — Fluidale Structur ist allgemein ausgeprägt.

Die Liparitperlite des Hliniker Thals in Ungarn haben reichliche Einsprenglinge von gestreiftem und ungestreiftem Feldspath, spärliche von Biotit, gelegentlich auch von grünem Augit, während Quarz nur sehr unregelmässig vorkommt, meistens ganz fehlt. Ein lagenförmiger Wechsel von mikrolithen- und krystallitenreichem farblosem mit ausscheidungsfreiem, aber globulitisch gekörneltem graubraunem Glase ist nicht selten. Die Mikrolithe im ersteren sind vorwiegend Feldspath, oft gegabelt, auch trichitisch gebogen, spärlicher hellgrüner Augit; sie werden begleitet von Trichiten, farblosen Longuliten und von ebensolchen Margariten und Krystalliten mit gekerbten Längsseiten. Die Menge dieser Gebilde kann so gross werden, dass zwischen ihnen die Glasbasis kaum noch erkennbar ist. Bald herrschen die bestimmbaren Mikrolithe, bald die krystallitischen Gebilde; dementsprechend ist der Habitus ein recht verschiedener. Wo diese Ausscheidungen der Effusionsperiode spärlicher auftreten, gesellen sich zu ihnen in grosser Menge angenähert rechteckige oder quadratische, auch unregelmässige, sehr hellgrünliche, stark lichtbrechende Körperchen, welche regelmässig ein dunkles Korn, selten einen hellen Ring im Centrum umschliessen. Man möchte sie für Augitmikrolithe im Querschnitt halten, wenn sie nicht durchaus isotrop wären. In wechselnder Menge enthalten die Gesteine trübe Sphärolithe, die sich oft zu langelliptischen Axiolithen verzerren, deren Längsaxe stets in der Richtung der Fluidalstructur liegt. Die kleineren dieser Gebilde sind positive sehr regelmässig gebaute Mikrofelsitsphärokrystalle mit scharfem Inter-

ferenzkreuz zwischen gekreuzten Nicols. Die grösseren sind unregelmässiger entwickelt; an jede Hauptfaser setzen sich federfahnenähnlich unter spitzen Winkeln neue Fasern an, die ihrerseits sich oft noch mehrfach trichitisch spalten und ausfasern. Dadurch wird das Interferenzkreuz recht unregelmässig, der Charakter der Fasern bleibt positiv. Pseudosphärolithe aus Quarz- und Feldspathnadeln sind nicht gerade häufig. — Gaseinschlüsse sind recht verbreitet. Sehr ähnlich ist ein Perlit von Pusti Hrad, nur gesellen sich zu den farblosen auch braun durchsichtige stachlige Krystallite. — Einsprenglingsarm sind die Perlite der Umgebung von Telkibanya; sie enthalten viel sphärolithische Gebilde der beschriebenen Arten und Cumulite, sowie zahllose opake Trichite und Margarite. Wenn sich reichlicher Magnetit in Einsprenglingen einfindet, fehlen die opaken krystallitischen Ausscheidungen und es herrschen Mikrolithe von Feldspath und Augit.

Durch recht reichlichen Gehalt an Zirkon zeichnen sich, ebenso wie die ungarischen, auch die Liparitperlite vom Monte Tosto und Monte Luparo zwischen dem See von Bracciano und Sta Severa aus. Sie enthalten Einsprenglinge von fast einaxigem Sanidin, von Plagioklas und von Biotit und mikrolithische Ausscheidungen derselben Mineralien ziemlich spärlich. Sphärolithische Bildungen fehlen gänzlich, ebenso krystallitische. — Auch die euganäischen Perlite vom Monte Pendise und Monte Bello enthalten Einsprenglinge von Sanidin, Plagioklas und Biotit, spärlich auch Augit in einer farblosen bis schwach gelblichen, von Strömen leistenförmiger und tafelförmiger Feldspath- und prismatischer Augitmikrolithe durchzogenen, auch von graubraunen Globuliten und Cumuliten durchsprenkelten Glasbasis. Die Cumulite setzen sich gern an die Mikrolithe randlich an. Sphärolithe fehlen, Gasporen sind nicht gerade häufig.

Ein Perlit von El Guamani, dessen Präparate ich von Herrn Fuess in Berlin erhielt, besteht vorwiegend aus farblosem Glase, welches reich an langgezogenen Dampfporen ist, die oft derart überhand nehmen, dass die Structur bimssteinartig wird, und die fluidalgewundenen Glasfäden dann schwach anisotrop sind. Als Einsprenglinge erscheinen Sanidin, ein gestreifter Feldspath, Magnesiaglimmer und Bronzit, sowie zahlreiche, theils radial, theils verworren fasrige positive Sphärolithe, deren eigentlich graue Farbe durch eine Unmenge braungelber Krystallite, die sich zumal central häufen, bräunlich erscheint. Sie ähneln in hohem Grade den oben beschriebenen Sphärolithen des Felsoliparits von Tolcsva. Der innere

Theil der Perlitkugeln giebt auffallenderweise zwischen gekreuzten Nicols ein positives Interferenzkreuz, trotzdem sie absolut glasig sind und keine Spur von Faserung erkennen lassen. Ein analoges Verhalten, wie in gewissen Nevaditen des Monte Amiata (S. 541). — Vorgreifend werde hier bemerkt, dass auch die losen und angeschliffenen Glaskugeln eines Andesitperlits von Balos, Santorin, welche Fouqué beschrieb, positive Interferenzkreuze liefern. — In einem sehr interessanten Aufsatz über die Spannungsverhältnisse in sauren Gläsern, zumal in den allbekannten Marekanitkugeln glaubt Judd die perlitische Absonderung nicht ebenso als ein blosses Abkühlungsphänomen auffassen zu sollen, wie etwa die prismatische Absonderung; er schreibt dieselbe vielmehr einer Schrumpfung zu, welche die Folge eines langsamen Austritts flüchtiger Substanzen, hier wohl Wasser, nach der eigentlichen Gesteinsverfestigung wäre. Er stützt sich auf die von Fouqué und Michel-Lévy künstlich durch Eintrocknen von Kieselfluorcalcium-haltiger Kieselgallerte erhaltenen perlitischen Sprünge und auf ähnliche Beobachtungen von Grenville Cole (Geol. Mag. 1880, Dec. II. vol. VII, 115) an eintrocknendem Canadabalsam. Die von ihm beobachtete Doppelbrechung an den Marekanitkugeln wird mit derjenigen der raschgekühlten Glasthränen verglichen; eine Angabe über den Charakter der Doppelbrechung liegt nicht vor. Ich fand ihn bei Glaskugeln, die noch heiss in Wasser getaucht wurden, positiv. Danach kann man den im Obigen mehrfach erwähnten, bald negativen, bald positiven Charakter der Doppelbrechung bei den Glaskugeln in vulkanischen Gesteinen so erklären, dass eine vom Centrum nach der Peripherie fortschreitende Abkühlung mit perlitischer Absonderung eine Contraction und negative Doppelbrechung erzeugt. Die Abkühlung der Peripherie, ehe das Centrum erstarrte, bedingt eine Dilatation und damit natürlich positive Doppelbrechung. Die Schrumpfung des Kerns wird durch die Adhäsion an die schon starre Kruste verhindert und so entsteht ein Zug, kein Druck.

Die Liparitobsidiane, deren Glasbasis meistens wasserhell, selten schwach farbig ist, unterscheiden sich chemisch von den Pechsteinen und Perliten durch ihren sehr geringen oder fehlenden Wassergehalt, structurell dadurch, dass sie im Allgemeinen weit einsprenglingsärmer sind und dass Quarz als unmittelbares Krystallisationsprodukt aus dem Gesteinsmagma bisher nur ausnahmsweise beobachtet wurde (Wairoa, Neu-Seeland, nach Zirkel, Chico

in Mexico nach J. Roth). Die Einsprenglinge beschränken sich auf kleine Mengen von Magnetit, vereinzelten Zirkon und Apatit, braunen, selten grünen Biotit und Pyroxene, letztere spärlich, und in vereinzelten Vorkommnissen Hornblende und seltener Olivinkrystalle, auch Feldspathe. Die Einsprenglinge sind oft stark corrodirt oder auch zerbrochen. Vielen Obsidianen fehlen sie ganz. Die intratellurische Krystallisationsperiode des Gesteins ist demnach nur eine sehr unbedeutende gewesen. Auch die Ausscheidungen der Effusionsperiode sind im Allgemeinen nicht sehr bedeutend. Man findet farblose, oft gegabelte und trichitisch gebogene Feldspathleistchen, oder gern zwillingsartig nach dem Karlsbader Gesetz über einander liegende Täfelchen mit breitem M, hellgrün durchsichtige Augitmikrolithe und wegen ihrer geringen Dimensionen und des dadurch z. Th. bedingten mangelnden optischen Effects nicht bestimmbare bald opake, bald braun durchscheinende Trichite, welche sich mit Vorliebe an Magnetitkörnchen heften, sowie einer fast der Beschreibung spottenden Mannichfaltigkeit krystallitischer Gebilde. Eine Einzelbeschreibung dieser findet man in der oben citirten Literatur, zumal in den Arbeiten von Zirkel. Sobald derartige Ausscheidungen der Effusionsperiode auftreten, pflegt eine sonst schwer (hie und da aus schwachem Farbenwechsel alternirender Lagen) nachweisbare Fluidalstructur deutlich in der Anordnung derselben hervorzutreten. Gasporen sind oft sehr reichlich vorhanden und geben zu eigenthümlichen Farbenschillerphänomenen Veranlassung. — Durch den Wechsel porenreicher und porenarmer oder mikrolithenreicher und mikrolithenarmer, oder endlich mikrolithen- und trichitenreicher Blätter entsteht eine vorzügliche Lagenstructur. Seltener entwickelt sich dieselbe durch das Alterniren von glasigen und mikrofelsitischen, oder kryptokrystallin-körnigen Blättern und Schlieren. — Sphärolithische Bildungen sind nicht so weit verbreitet, wie in den Perliten. Es herrschen entschieden die Mikrofelsitsphärokrystalle mit positivem Interferenzkreuz, dessen Regelmässigkeit um so grösser ist, je kleiner der Sphärokrystall: bei den grösseren bedingt die oft weitgehende Verästelung der einzelnen Fasern und der wiederholte randliche Ansatz von secundären u. s. w. Fasersystemen mannichfache Störungen. Pseudosphärolithe und Feldspathsphärokrystalle sind nicht sehr häufig (Djambong in Sumatra). — Die perlitische Absonderung scheint recht selten in deutlicher Entwicklung vorzukommen. Niedzwiedzki beschreibt sie an Obsidianen von Aden mit Einsprenglingen von

Sanidin und Augit in einer grünlichen Glasbasis, welche durch Wechsel mikrolithenreicher und -armer Lagen streifig erscheint. Der Beschreibung nach dürften die Mikrolithe dem Feldspath, Augit und Biotit angehören; sie sind oft durch die perlitischen Absonderungsklüfte zerbrochen. — Auch Doelter beobachtete perlitische Absonderung an einem Obsidian vom Monte Muradu auf Sardinien. — Um die Einsprenglinge herum, zumal um Magnetit, finden sich oft, wie zuerst Zirkel hervorhob, capillare Sprünge und Risse in dem Obsidianglase, welche wohl durch die Contraction des sich abkühlenden Krystalls und die Adhäsion der Glasmasse entstanden sind und somit allerdings eine gewisse Analogie mit der perlitischen Absonderung haben. — Dass hiermit eine Spannungsdoppelbrechung ähnlich derjenigen im Perlit statthat, beobachtete Rutley. Leider ist ihr Charakter nicht angegeben.

Reich an Feldspath- und Augitmikrolithen sind die bräunlich durchsichtigen, Sanidin-, Augit- und Zirkoneinsprenglinge führenden Obsidiane vom Tindastolln auf Island; sie enthalten auch Krystallite und Trichite und führen spärliche Gasporen. — Sehr ähnlich sind die von Kenngott beschriebenen Obsidiane des Ararat, manche Vorkommnisse aus dem Lake County in Californien und aus Japan. Letzteren fehlen alle Einsprenglinge und merkwürdigerweise auch die Augitmikrolithe. Sie enthalten nur Magnetit und Feldspathleistchen.

In der Mitte zwischen dieser vorwiegend mikrolithführenden und der nächsten hauptsächlich krystallitisch entglasten Gruppe steht ein grauer kaukasischer Obsidian, der durch einen prachtvollen Atlasschiller auf den Bruchflächen interessant ist. Er ist aus einem mannichfachen Wechsel von wasserhell durchsichtigen und grauen nur schwach durchscheinenden Schichten aufgebaut; die ersten enthalten in grosser Menge Feldspath- und Augit-Mikrolithe, an deren Seiten oft sehr kleine schwarze Körnchen angeheftet sind, die letzteren bestehen aus einem dichten Gedränge grauer und schwarzer Trichithaufen, die sich stets an ein kleines opakes Erzkörnchen anheften.

Fast ausschliesslich durch sehr hellgrünliche Margarite und Longulite ist ein Obsidian vom Clear Lake in Nevada entglast; daneben enthält er die oben aus manchen Trachytpechsteinen beschriebenen eckigen und rundlichen grünen Körnchen mit centralem Bläschen, wie sie auch in einigen liparischen Obsidianen wiederkehren. — Zum grossen Theil blassgrünlich, zum kleineren schwarz

undurchsichtig sind die kurzstachligen und fast stets zu vielzähligen divergenten Gruppen geordneten Krystallite in einem Obsidian zwischen Estancia de arriba und Alta Vista auf Teneriffe, welcher als Krystalleinsprenglinge Sanidin, Plagioklas und Augit führt. Sehr häufig sind die Krystallite dieses Gesteins seitlich an die Ränder auffallend langer farbloser Mikrolithe angeheftet, eine Art des Vorkommens, welche in den basischen Gesteinsgläsern (Tachylyt, Hyalomelan) recht häufig ist. Das Gestein gehört wohl zum Trachyt. — Grau bis graubraun sind die sehr deutlich aus Globuliten, wie sie auch vereinzelt im Glase liegen, aufgebauten Krystallite in einem grönländischen Obsidian, der daneben auch Trichite führt. Auch ein schwarzer Obsidian von Tolcsva im Tokajer Gebirge ist vorwiegend krystallitisch entglast, enthält aber auch einzelne dunkelgraue Cumulosphärite. — In wieder anderen Obsidianen sind fast nur Trichite ausgebildet, wie sie Vogelsang z. B. von dem Obsidian von Szöghi am Bodrog beschreibt und wie sie überhaupt im ungarischen Liparitgebiet verbreitet zu sein scheinen. Gerade bei diesem Gesteine wies Vogelsang chemisch nach, dass die Trichite hier wenigstens nicht Magnetit sein könnten. Seitlich an den zierlichen Fädchen der Trichite sitzen noch kleine Körnchen, die sich ihrerseits schon als rundliche Haufen noch kleinerer Körnchen darstellen.

Die einfachste Form der Entglasung, die globulitische Körnung, ist in manchen der aus Mexico stammenden Obsidianmassen schön vertreten; neben einzelnen braunen Globuliten erscheinen auch zahlreiche solche Cumulite. Ähnliches findet sich in gewissen liparischen Obsidianen von tiefbrauner Farbe im durchfallenden Lichte, die häufige Dampfporen und nicht selten grössere Magnetitkörnchen mit einem durch Entfärbung des Glases hellen Hofe führen.

Sphärolithische Liparitobsidiane kommen in grosser Mannichfaltigkeit auf der Insel Lipari vor, zumal am Monte della Guardia. Die Sphärolithe sind zweierlei. Die einen, vorwiegend in einer durch bräunliche Globulite gekörnelten Glasbasis liegend, verfliessen allmählig in diese, zeigen keinerlei fasrige Structur, sondern stellen, wie S. 545 beschrieben wurde, offenbar nur Mikrofelsitcumulationen in gespanntem Glase dar. Ihr schwaches Interferenzkreuz hat negativen Charakter; die andern, deutlich radialstrahlig und oft sehr gross werdend, liegen im reinen unveränderten Obsidianglas und grenzen sich scharf gegen dieses ab. Sie geben positive Interferenzkreuze und dürften Mikrofelsitsphärokrystalle sein, denen

nicht allzureichlich auch Pseudosphärolithe beigemengt sind. Rutley machte darauf aufmerksam, dass um die Sphärolithe der liparischen und anderer Obsidiane oft eine Zone entfärbten Glases liegt. Das dürfte durch die den Sphärolithen vielfach beigemengten trichitischen und krystallitischen Gebilde bedingt sein, deren Farbe auf bedeutenden Eisengehalt schliessen lässt.

Auf der Insel Ponza kommen in der den Trachyttuff durchsetzenden Gangformation neben zweifellosen Liparitpechsteinen Übergangsformen zu Obsidian und echte Obsidiane vor, welche jedoch wohl mehr dem Trachyt als dem Liparit angehören. Zumal die Übergangsformen sind oft fast vollständig in Feldspathsphärokrystallen entwickelt von äusserster Zierlichkeit der Fasern und sehr geringen Dimensionen. Bei schwacher Vergrösserung bewirken die negativen Interferenzkreuze eine anscheinend allotriomorph-körnige Structur.

Wie bei den eigentlichen Lipariten und Liparitpechsteinen begegnet man auch bei den Obsidianen hie und da einem schlierigen Gemenge verschieden gefärbter Glasflasern. So sind in den rothen Obsidianen von Tolcsva, in einzelnen mexikanischen Obsidianen und in dem Marekanit von Ochotsk rothe und farblose Striemen und Flasern von Glas durcheinander geknetet.

In den durch ihren zierlichen Schiller bekannten Obsidianen vom Cerro de las Navajas in Mexico glaubte Zirkel diese Lichterscheinung auf die Anwesenheit winziger Einschlüsse eines sich durch mikrolithische Entglasungsproducte und gewisse mechanische Phänomene (Zerreissungen und Zerbrechungen) als vom eigentlichen Obsidianglase verschieden erweisenden Glases zurückführen zu sollen, ohne sich die Schwierigkeiten der Erklärung solcher Glaseinschlüsse in Glas zu verhehlen. Tenne stellte durch sehr sorgfältige Untersuchungen an einem reichlichen, von Humboldt gesammelten Material fest, dass das Schillerphänomen hier, wie in so vielen andern Obsidianen (Ararat u. s. w.), von lagenartig in parallelen Flächen eingestreuten, langgezogenen Luftporen herrühre. Indessen auch ihm zeigten sich an einem Handstück mikroskopische Verhältnisse, welche durch die Annahme von Gasporen kaum erklärlich sein dürften, und Zirkel (Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 1011—1013) hält danach die Richtigkeit seiner Beobachtung für gewisse Fälle aufrecht.

Recht spärlich scheinen auch die rein glasigen Obsidiane ohne alle krystalline oder krystallitische Ausscheidungen zu sein. Dahin

gehören neben einigen, durch schlierigen Wechsel verschiedenfarbigen Glases charakterisirten Gesteinen (auch der Marekanit ist bisweilen ganz durchspickt von kleinsten krystallitischen Gebilden) ein schillernder Obsidian vom Caucasus, ohne näher bestimmten Fundort, ein nicht schillernder vom Toporuan-See, Achalkalaki, und nach Zirkel die Vorkommnisse vom Hrafnatinnuhryggr an der Krafla in Island und wenige andere. Mit Recht macht der genannte Forscher darauf aufmerksam, dass gerade diese Obsidiane reich an Dampfporen sind und es mag hinzugefügt werden, dass um die grösseren dieser Gasinterpositionen das Gesteinsglas oft schwach doppelbrechend ist. Man erhält dann zwischen gekreuzten Nicols schwarze Interferenzkreuze mit negativem Charakter.

Der Liparitbimsstein lässt sich kurz als ein schaumiger Obsidian charakterisiren. Die makroskopische Fadenstructur wiederholt sich mikroskopisch in jedem einzelnen Faden bis in jede Einzelheit. Auch hier enthalten die an Luftporen reichsten Gläser am wenigsten mikrolithische und krystallitische Ausscheidungen. So begegnet man in den geradfasrigen liparischen Bimssteinen und in denen von Island fast nur intratellurisch gebildetem Feldspathe neben etwas Biotit und Augit an erster, neben Biotit allein an der zweitgenannten Localität, während die gewunden fasrigen des ungarischen Trachytgebiets ärmer an Dampfporen und dabei, wie die von Vas Hegy, überreich an Krystalliten und Mikrolithen in streng fluidaler Ordnung sind. — Auch die sogenannten Bimsstein-Perlite von Bischoffsky Hegy und Telkibanya, welche aus einer innigen Verflössung rother und grünlichweisser Glasfäden und Flasern bestehen, wimmeln von Mikrolithen, Trichiten und Krystalliten. — Ein Bimsstein den von Lasaulx aus dem Ravin des Egravats in der Auvergne beschreibt, führt wie die italienischen nur grössere Ausscheidungen von Sanidin, Hornblende und Biotit mit mehr untergeordnetem Augit, die theils einzeln, theils zu sanidinitartigen körnigen Aggregaten vereint in der an Gasporen reichen fasrigen glasigen Gesteinsbasis liegen. — Ebenso bestehen nach Gooch die Bimssteine von den Galapagos-Inseln Abingdon und Indefatigable aus Glasfäden mit Dampfporen, welche reichlich Einsprenglinge von Sanidin, der des letzteren Fundortes auch Augit, vereinzelte Plagioklase und einmal Olivin in fragmentarer Form enthielten. — Nur an einem grauen Bimsstein aus dem Rakotyas-Thale in Ungarn war zu beobachten, dass die Bimssteinfäden zum grossen Theil aus einer körnig-krystallinen Masse bestanden.

Quarz ist ein ebenso seltener Einsprengling im Bimsstein, wie im Obsidian. Hussak nennt ihn aus dem Hliniker Thal, Zirkel vom Taupo-See in Neu-Seeland.

In Bimsstein von Aden beobachtete Vélain Enstatit als Gemengtheil.

Als Pantellerit hat Förstner ein in gewaltiger Ausdehnung auf der Insel Pantelleria vorkommendes, zwischen der Liparit- und Dacitreihe stehendes, z. Th. auch dem Trachyt zuzuzählendes Gestein beschrieben. Dasselbe nimmt einen Flächenraum von etwa 40 qkm ein und gruppirt sich, stromartig aus 45 Vulkancentren ergossen, um ein älteres Andesitgebirge. Bei durchweg porphyrischer Structur von trachytischem oder glasigem Habitus zeichnet es sich habituell durch spangrüne Farben aus und ist oft braun gefleckt. Es werden vier Hauptausbildungsformen unterschieden: 1) Die Grundmasse ist vollkommen trachytisch, aber sehr feinkörnig und besteht aus einem äusserst zierlichen Gewebe von Feldspath und grünlichem Augit, in welchem Einsprenglinge von Anorthoklas, schwach pleochroitischem Augit und Cossyrit liegen; — 2) bei glasigem und porphyrischem Habitus besteht die Grundmasse aus wenig spangrün durchsichtiger Glasbasis mit zahlreichen Mikrolithen von Feldspath und Augit, weniger von Cossyrit; die Einsprenglinge sind die gleichen; — 3) bei reichlicher Glasbasis treten nur spärliche Mikrolithe von Augit und Cossyrit und die obengenannten Einsprenglinge auf. — 4) Pantelleritbimsstein. — Das Gestein wäre somit in holokrystallin-porphyrischer, hypokrystallinporphyrischer und vitroporphyrischer Ausbildung bekannt; es fehlten dagegen die mikrofelsitischen Structurformen. — Chemisch wäre als charakteristisch hervorzuheben der zwischen 66.8 und 72.5 % schwankende Kieselsäuregehalt, welcher also bald bis fast zu dem der Trachyte sinkt, bald bis zu dem der Quarztrachyte steigt, ein um 9 %—10 % schwankender, z. Th. durch den Cossyrit bedingter, wohl auch die grüne Farbe des Gesteins bedingender Gehalt an Eisenoxyden, der um 1 % sich bewegende, selten auf 2 % wachsende Kalkgehalt gegenüber einem um 10 % schwankenden Gehalt an Alkalien, unter welchen das Natron stark herrscht. — Das specifische Gewicht der vitrophyrischen Arten liegt um 2.4, dasjenige der holokrystallinen um 2.6. Danach kann die Menge der Bisilicate nie eine bedeutende sein.

Mineralogisch wäre charakteristisch für diesen Quarztrachyttypus und seine trachytischen Modificationen das absolute Fehlen

des Biotits, welcher gänzlich durch das Cossyritmineral ersetzt wäre, der eigenthümliche Charakter des zur Anorthoklasreihe gehörigen Feldspaths, für welchen auf Bd. I, S. 549 zu verweisen ist, und der absolute Mangel des Quarzes und Tridymits in den älteren und jüngeren Generationen der krystallinen Ausscheidungen*.

---

* Zu spät, um noch bei der Ausarbeitung des Textes benutzt werden zu können, erhielt ich durch die Güte des Herrn Felice Giordano, Director der kön. ital. geolog. Landesanstalt, ein reiches Material von Pantelleriten. Einige Beobachtungen, die ich beim Studium dieser interessanten Gesteinsgruppe machen konnte, sei es gestattet, hier einzuschalten. Unter den Einsprenglingen herrschen allenthalben absolut die Feldspathe, deren Bau besonders in einzelnen Vorkommnissen die überraschendste Analogie mit demjenigen der Keratophyrfeldspathe aufweist (Cuddia Almanza). Die Bisilicate, immer nur in spärlichen, aber meistens vorzüglich idiomorphen Individuen vertreten, sind Cossyrit und zweierlei monokline Augite, deren einer sich durch hellgrüne Farbe und mangelnden Pleochroismus durchaus zu den normalen grünen Augiten der trachytischen Gesteine stellt. Die Umwachsung dieser Augite durch schmale Aegirinmäntel wurde nur selten beobachtet. Der andere hat grosse Ähnlichkeit mit dem alkalireichen Pyroxen der Phonolithe und Leucitophyre; die Farbe der senkrecht zur Axenebene schwingenden Strahlen ist hellläuchgrün, der in der Axenebene schwingenden Strahlen gelbgrün bis gelbbraun, der Axenwinkel anscheinend kleiner, als gewöhnlich, die Dispersion auffallend stark $v > \varrho$, und zu der normalen Spaltung nach (110) gesellt sich eine weniger vollkommene nach (010). Von sonstigen älteren Ausscheidungen wurde Apatit selten, Zirkon recht reichlich, Magnetit nie, Olivin in wenigen Gesteinen (Cuttinar u. a.) und hier ganz vereinzelt beobachtet. — Die Grundmasse zeigt die ganze Skala von mikrolithenarmer Glasbasis durch hyalopilitische Formen bis zu holokrystalliner Ausbildung mit bald mehr oder weniger panidiomorph-mikrolithischem, bald allotriomorph-körnigem Charakter. Je reiner glasig die Grundmasse ist, um so auffallender ist die schlank nadelförmige Gestalt der Pyroxen- und Cossyrit-Mikrolithe; diese werden kürzer und unregelmässiger, bis sie die Form von Fetzen und Blättchen bei allotriomorph-körniger, die von kurzen Säulchen bei panidiomorph-mikrolithischer Ausbildung erhalten. In den holokrystallinen Grundmassen gesellen sich zu diesen, gegenüber den Feldspathen der Effusionsperiode untergeordneten, farbigen Gemengtheilen zwei andere eisenhaltige Gemengtheile in wechselnder Reichhaltigkeit, ein hellgrünes, nicht oder doch kaum merklich pleochroitisches Mineral in äusserst kleinen Säulchen mit paralleler oder doch nicht sicher bestimmbarer schiefer Auslöschung und ein anderes von ähnlichen Formen oder in Fetzen mit einer deutlichen Längsspaltung, zu der die Auslöschung parallel oder wenig schief liegt, und mit starkem Pleochroismus. Die parallel oder wenig schief zur Spaltung schwingenden Strahlen sind tief lavendelblau, die dazu senkrecht schwingenden bald bräunlich, bald grün. Es scheint dasselbe früher mit Glaukophan verwechselte, Amphibolmineral zu sein, welches in gewissen Albitgraniten, Syeniten und Minetten vorkommt (Cuddia nera, Arenella, Madonna del Rosario, San Gaetano, Madonna della Grazia, Le Balate u. a.). Magnetit fehlt auch unter den Bildungen der Effusionsperiode vollständig; was man bei schwachen Vergrösserungen auf den ersten Blick dafür halten möchte, erweist

Genau diesem Typus analoge Vorkommnisse sind in der neovulkanischen Effusiv-Reihe bisher nicht nachgewiesen worden. Legt man dagegen kein zu grosses Gewicht auf den hohen Eisengehalt, so würden manche hier zu den Lipariten gestellte Vorkommnisse sich wohl als Pantellerite erweisen, sobald ihre Feldspathe einer genaueren Untersuchung unterzogen würden. In der Reihe der palaeovulkanischen Ergussgesteine sind die Keratophyre und Quarzkeratophyre die Vorläufer der Pantellerite, wenngleich die oft gewaltigen chemischen und mechanischen Eingriffe, denen erstere unterlagen, die Verwandtschaft einigermaassen verdunkeln.

Die Tuffe der Liparite.

Die zu mehr oder weniger festen Gesteinsmassen verbundenen oder noch heute lockeren Gebilde, welche als in fragmentarem Zustande ausgeworfene Liparitgesteine aufgefasst werden müssen, also Liparitbreccien, -Tuffe und -Aschen sind bisher nur spärlich Gegenstand mikroskopischer Untersuchung gewesen. So studirten Gümbel (Über den Riesvulkan, S. M. A. 1870, I. 157) und Penck (Z. D. G. G. 1879, XXXI. 562). Liparittuffe aus dem Ries bei Nördlingen, welche aus Fragmenten eines ausscheidungsfreien, schlackig-porösen, violettbraunen und durch schlierigen Farbenwechsel fluidal struirten Glases bestehen, die von einem thonigen Cäment verkittet werden, worin Stückchen von Orthoklas, Muscovit und Biotit liegen. Die letztgenannten Mineralien können nach den geologischen Verhältnissen des Fundorts wohl nur aus der Tiefe stammen und werden auf altkrystalline Massen des Erdinnern zurückgeführt.

Auf der Insel Unalaschka besteht (Delesse und de Lapparent, Revue de géologie, 1878, XIV. 80) ein Tuffgestein aus Fragmenten, unter denen Sanidin, Quarz und Apatit erkannt wurden. Die chemische Zusammensetzung ist mit den Resultaten der mikroskopischen Untersuchung nicht wohl vereinbar.

Aus eckigen Bimssteinstückchen mit Obsidian- und Liparit-

---

sich bei starker Vergrösserung als Cossyrit. — Sphärolithische Anordnung der Feldspathleistchen und der Augitmikrolithe (Khazé alto) und mikrofelsitische Structur mit roh sphärolithischer Anordnung der optisch positiven Fasern und Schüppchen (Khafar) ist selten, lagenförmiger Wechsel von Glasschlieren und krypto-krystallinen Bändern (Ghelfiser) oder mikrolithenarmem und mikrolithenreichem Glase ist häufiger. — Die Korngrösse der holokrystallinen Grundmasse ist eine überaus kleine und erschwert die Mineralbestimmung in ungewöhnlicher Weise.

fragmenten bestehende Tuffe beschreibt Vélain von der Baie des Manchots auf der Insel S. Paul im indischen Ocean (l. c. p. 275 sqq.).

Zirkel (Microscop. Petrography, 264—274) beschreibt eine liparitische Breccie vom Mullen's Gap, W. des Pyramid Lake, welche aus haselnussgrossen eckigen Fragmenten eines lichtgrauen und dunkelgrauen Liparits in einem vorwaltend grauen Kitt zusammengesetzt ist. Die dunkelgrauen Liparitfragmente bestehen aus einem Obsidianglase mit Sanidin in kleinen Mikrolithen mit Magnetit. In diesem Glase liegen Flüssigkeitseinschlüsse mit mobilen Libellen, die bei 110° C. noch keine Veränderung erleiden. Ein langprismatischer Krystall (Apatit?) enthält sogar einen Glaseinschluss, in welchem wieder ein Fluidum liegt, wie im Leucit von Albano und Rieden. — Am Cold Spring, Forman Mts. kommt eine Liparitbreccie vor, die aus sehr kleinen splitterförmigen Fragmenten eines gelblichgrünen Liparits in braunrother Liparitmasse bestehen; in Hohlräumen dieses Gesteins findet sich viel Tridymit. — Am Indian Creek, Humboldt River Range, steht ein Arkose-ähnlicher Liparittuff an, der aus verschiedenen Arten liparitisch-felsitischer Grundmasse in Bruchstückform, Feldspathfragmenten, abgerundeten Quarzen, Biotit- und Amphibolfragmenten ohne jeden Kitt besteht.

Renard bespricht einen Liparittuff von der Insel Ascension, welcher aus unregelmässig eckigen Glasbruchstücken besteht, in denen Feldspathmikrolithe erkennbar sind. Diese Glasstückchen werden durch Chalcedon und Quarz verkittet, welche bald die Zwischenräume der Fragmente ganz ausfüllen, bald geodenähnliche hohle Räume lassen, in die der Quarz mit freien Krystallenden hineinragt. Die Glasscherben enthalten auch Sphärolithe und Magnetit. — Ein anderer Liparittuff von Dry Water course auf Ascension besteht nach demselben Autor aus Fragmenten verschiedener auf der Insel anstehender Felsarten, welche von einer fluidal struirten gelblichen Glassubstanz durchtränkt und corrodirt sind. Diese enthält Sphärolithe. Quarz ist in ursprünglicher und secundärer Form vorhanden. Letzterer hat die Feldspathe des Tuffs derart durchdrungen, dass diese aus einem körnigen Quarzaggregat bestehen.

Al. A. Julien hat eine Anzahl geschichteter Tuffe von Challis, Idaho, und anderen Localitäten der westlichen Vereinigten Staaten beschrieben, die z. Th. wohl zu Daciten, z. Th. jedenfalls zu Lipariten gehören. Dieselben bestehen (Bimssteintuffe) aus unregelmässigen Körnern von Feldspath und ebensolchen oder Krystallen

von Quarz (zweifellos durch seine Glaseinschlüsse als vulkanisch charakterisirt), aus braunen Amphibolstengeln und sechsseitigen Biotittäfelchen neben bräulichvioletten Glasscherben von rundlicher Form und Bimssteinstückchen. Dieselben werden durch eine Grundmasse von fasrigen Bimssteinstückchen und sehr kleinen Körnchen der genannten Mineralien verkittet. Das Gestein enthält ausserdem Kügelchen und anscheinend hohle Schalen einer Glassubstanz und Quarz- und Feldspathfragmente mit anhängender Glaskruste. — Ein geschichteter Liparittuff von Tempiuta in Nevada besteht aus alternirenden Lagen von körniger und fasriger Textur. Die ersteren bestehen aus Feldspathkörnern und stark corrodirtem Quarz, Magnetit, Ferrit und kleinen, farblosen vermuthungsweise als Augit gedeuteten Partikeln in einer vorwiegend aus Bimsstein bestehenden Grundmasse. Die fasrigen Lagen bestehen aus in einander oder an einander gepressten und geschweissten Bimssteinfasern. Die Textur dieser Tuffe würde nach Julien entweder durch eine Sichtung beim Niederfallen in der Luft oder durch den Druck überlagernder Massen, so lange die Bestandtheile noch heiss und plastisch waren, zu erklären sein. In andern Fällen könnte sie vielleicht auf die Einwirkung darüber hinwegfliessender Lavaströme zurückzuführen sein. Die durch Druck und Zusammenschweissen entstandene Verschmelzung bringt einen sehr liparitähnlichen Habitus bei diesen Gesteinen hervor, welche dem blossen Auge schneeweiss und kaolinartig erscheinen.

III. B. b. Die Familie der Trachyte und quarzfreien Pantellerite.

Literatur.

G. Angelbis, Über die Bimssteine des Westerwaldes. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1881. 1882. 393—411.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. (In H. Abich. Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1.) Westhälfte. Wien. 1882. 329—364.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. Amsterdam. 1880.

— Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verhd. Kon. Akad. XXIII. Amsterdam. 1882.

Fr. Berwerth, Über Gesteine von Jan Mayen. Wien. 1886.

Jos. Blaas, Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. T. M. P. M. 1880. III. 457—503.

R. Brauns, Bimsstein auf primärer Lagerstätte von Görzhausen bei Marburg. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 234.

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 e 8.

— Gli inclusi della trachite di Monte Virginio. Boll. R. Com. geol. d'Italia 1886. No. 9 e 10.

L. Busatti, Sulle trachite della Tolfa. Proc. verb. Soc. toscana di Sc. nat. 4 Luglio. 1886.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. de la Com. del mapa geológico de España. IX. 1882.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dacotah. Washington. 1880.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geologischen Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt. 1886.

Corn. Doelter, Über einige Trachyte des Tokai-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 199.

— Trachyte von der Insel Kos. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1875. No. 13. 233.

— Die Vulkangruppe der pontinischen Inseln. Denkschr. d. k. k. Akad. d. Wiss. Wien. 1875. XXXVI.

— Die Producte des Vulcans Monte Ferru. Ibid. 1878. XXXIX.

R. von Drasche, Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien. 1878. 663—677.
L. Dressel, Mittheilungen vom Laacher See. L. J. 1870. 559.
Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.
H. Franke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda. 1875.
C. W. C. Fuchs, Die Insel Ischia. T. M. M. 1872. 201.
C. W. Gümbel, Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. S. M. A. 1882. II. 197—239.
Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.
C. v. John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegowina. Wien. 1880.
E. Kalkowsky, Über den Piperno. Z. D. G. G. 1878. XXX. 663—677.
B. Kosmann, Über die Zusammensetzung einiger Laven und des Domites der Auvergne, und des Trachytes von Voissières. Z. D. G. G. 1864. XVI. 644.
Fel. Kreutz, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien. 1871. XXI. 1—22.
A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1871. 695—714 u. 1872. 171—187.
— Die sog. Liparite oder Sanidophyre aus dem Siebengebirge. Sitzber. niederrh. Ges. Bonn. 1885. 2. März.
Th. Liebisch, Trachyt vom Kilimandscharo. In Beyrich, Über Hildebrand's geolog. Sammlungen von Mombaça. S. B. A. 21. Nov. 1878. 774.
A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. XCVIII. No. 22. 1884.
H. Möhl, Sanidintrachytlava von Bromo (Java), Sanidintrachyt von Okka (Flores). Pechsteinartiger Sanidintrachyt von Aden (Arabien). L. J. 1874. 693—699, und Trachyte von G. Merapi bei Salatija in Central-Java. L. J. 1874. 785—790.
O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. L. J. 1883. II. 189.
— Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.
Jul. Niedzwiedzki, Gesteine von Aden in Arabien. S. W. A. April 1871. LXIII.
— Über Gesteine der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 89—108.
— Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.
W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—262.
G. vom Rath, Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. Z. D. G. G. 1866. XVIII. 487. 643 u. 1868. XX. 265—305.
— Ein Besuch Radicofani's und des Monte Amiata. Z. D. G. G. XVII. 1865. 399—447.
— Ein Beitrag zur Kenntniss der Trachyte des Siebengebirges. Bonn. 1861.
— Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 315—321 u. 329—331.
— Gesteine von Ponza. Sitzungsber. niederrhein. Ges. 3. Mai 1886. Bonn.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.
— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Ibid. 1886. IV. 223.
H. Rosenbusch, Glimmertrachyt vom Monte Catini. L. J. 1880. II. 206.

Justus Roth, Die Gesteine von Kerguelen's Land. M. B. A. 18. Nov. 1875.
— Zur Geologie der Umgebung von Neapel. M. B. A. 10. Nov. 1881.
— Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.
— Zur Kenntniss der Ponza-Inseln. M. B. A. 1882. XXIX. 623—633.
F. Sandberger, Über Bimsstein-Gesteine des Westerwaldes. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 146—150.
— Über den Bimsstein und Trachyttuff von Schöneberg auf dem Westerwalde. Z. D. G. G. 1884. XXXVI. 122.
R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.
A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. I. Theil. Cassel u. Berlin. 1885.
J. Szabó, Der Granat und der Cordierit in den Trachyten Ungarns. L. J. 1881. B.-B. I. Heft 2.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. 25 sqq. 157 sqq.
M. E. Wadsworth, On the trachyte of Marblehead Neck. Harvard University Bull. 1880. No. 20. 267.
— On the trachyte of Marblehead Neck. Proc. Boston Soc. of nat. hist. 2. Nov. 1881. 288—294.
Ferd. Zirkel, Mikroskopische Gesteinsstudien. S. W. A. 1863. XLVII. 226.
— Über die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. L. J. 1868. 697.
— Über den mikroskopischen Tridymit. Pogg. Ann. 1870. CXL. 492.

Die Trachyte sind neovulkanische Ergussgesteine, welche man als Aequivalente der syenitischen Tiefengesteine und der palaeovulkanischen quarzfreien Porphyre in allen ihren Abänderungen charakterisiren kann. Dieselben sind mineralogisch durch das reichliche bis herrschende Auftreten eines Alkalifeldspaths und das Fehlen des Quarzes unter den Einsprenglingen gekennzeichnet. Ihre Structur ist, von extremen und exceptionellen Ausbildungsformen abgesehen, die porphyrische mit allerdings grossem Wechsel in den Einzelheiten. Von den ihnen äquivalenten Tiefen- und älteren Ergussgesteinen werden sie durch gewisse Eigenthümlichkeiten unterschieden, von denen in erster Linie der Mangel frei ausgeschiedener Kieselsäure in der Grundmasse und die fast allenthalben spärliche Verbreitung der farbigen Gemengtheile hervorzuheben sind. Durch beide Eigenschaften zeigen sie sich den Rhombenporphyren nahe verwandt. Als chemisch kennzeichnend muss man das nicht seltene Vorwalten des Natrons unter den Alkalien betrachten. Es lässt sich bereits heute mit einiger Sicherheit erkennen, dass analog wie bei den quarzhaltigen Alkalifeldspathgesteinen eine Kalitrachytreihe und eine Natrontrachytreihe vorkommt, deren letztere vielleicht nach der Natur des herrschenden Feldspaths eine fernere Zweitheilung erfahren wird.

Die Trachyte sind durch allmählige Übergänge und durch vermittelnde Glieder einerseits mit den Quarztrachyten, andererseits mit den Phonolithen und endlich mit den Daciten und Andesiten verbunden. Der Übergang zu den Quarztrachyten wird nur sehr selten durch Eintritt von Quarz (Schemnitz, Anden), weit häufiger durch die Entwicklung einer sauren Basis vermittelt; — derjenige in die Phonolithe ist theils ein solcher des mineralogischen Bestandes (durch Eintritt von Sodalith und Hauyn oder durch Akmit), theils ein structureller; — derjenige in die Plagioklasgesteine endlich wird wesentlich durch die Verdrängung der Alkalifeldspathe durch Kalk-Natronfeldspathe vermittelt. Diese Verhältnisse erklären es, dass die Grenzen der Trachytfamilie bei verschiedenen Autoren verschieden gezogen worden sind. Man darf es wohl als eine Thatsache hinstellen, dass die mikroskopische Untersuchung die Familie der Andesite auf Kosten der Trachyte vergrössert hat und ferner vergrössern wird.

Mineralogische Zusammensetzung der Trachyte und quarzfreien Pantellerite.

Mit den Einsprenglingen von Alkalifeldspathen sind sehr nahezu constant solche von Kalknatronfeldspathen vergesellschaftet. Zu diesen treten als weitere intratellurische Ausscheidungen Mineralien der Biotit-, Amphibol- und Pyroxenfamilie hinzu, welche zur Aufstellung mineralogischer Gruppen geeignet sind, sowie Apatit, Eisenerze und Zirkon in allgemeiner, aber spärlicher Verbreitung. Die Zahl der accessorischen Gemengtheile ist eine beträchtliche. Eine classificatorische Bedeutung kommt unter ihnen dem Olivin und dem Sodalith, bez. dem Hauyn zu; dieselbe fehlt wegen seiner sehr allgemeinen Verbreitung dem Titanit. — Die Grundmasse der Trachyte wird vorwiegend von Feldspathindividuen einer zweiten Generation aufgebaut; dieselben sind oft mit jüngeren Generationen von Pyroxenmineralien, selten mit solchen des Biotit oder des Amphibols associirt. Eine eigentliche Basis, sie ist fast ausschliesslich glasig, ist nicht nothwendig vorhanden, sie kann jedoch in wechselnden Mengen bis zur vollständigen Ersetzung der Grundmassen-Feldspathe anwachsen.

Von Alkalifeldspathen als Einsprenglingen kennt man mit Sicherheit den Sanidin und den Anorthoklas. Dass ausser diesen oder mit diesen ein Albit in gewissen Gesteinen vorkomme, ist bisher nicht direct nachgewiesen, aber nach den vorliegenden Analysen

nicht unwahrscheinlich. Immerhin ist hier die Wahrscheinlichkeit eine geringere, als bei den Lipariten. Für die Grundmassen-Feldspathe besitzt die Annahme, dass neben Sanidin und eventuell Anorthoklas auch Albit auftrete, einen weit höheren Grad von Wahrscheinlichkeit.

Die Sanidin-Einsprenglinge sind in vielen Trachyten vollkommen idiomorph mit bald nach M tafelförmigem, bald nach a säulenförmigem Habitus. Als Krystallflächen sind P, M, l, y ziemlich allgemein, x, n, o, z seltener und meistens nur sehr klein vorhanden. Die idiomorphe Begrenzung geht z. Th. durch magmatische Resorption, z. Th. durch mechanische Deformation verloren, und ist in manchen Gesteinen theilweise nie vorhanden gewesen, dort nemlich, wo Aggregate von Sanidin sich nesterartig anhäufen, in den sogenannten „Sanidinaugen". Die magmatische Resorption bedingt mehr oder weniger weitgehende Rundung von Ecken und Kanten, seltener tiefeingreifende Einbuchtungen, welche mit Grundmasse ausgefüllt sind, am seltensten eine durch und durch gehende Zernagung des Krystalls, wobei die unversehrt erhaltenen Reste, bisweilen von krystallographischen Flächen begrenzt, in paralleler Orientirung verblieben und durch Grundmasse zusammengehalten werden. — Durch die Bewegung während der Effusion des Gesteins zerbrechen die Sanidin-Einsprenglinge in Fragmente, deren Zusammengehörigkeit oft sicher erkannt werden kann. Eigentliche Zertrümmerungen, wie sie durch gebirgsbildende Vorgänge in den Tiefengesteinen so verbreitet sind, kommen kaum vor. Doch soll es nicht bestritten werden, dass auch mechanische Deformationen noch nach der Verfestigung des Gesteins zur Ausbildung gelangten. Die mit vulkanischen Ausbrüchen so oft verknüpften Erschütterungen der Erdrinde sind vollkommen genügend, um derartige Phänomene in älteren Ergüssen hervorzubringen. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist besonders bei den nach M tafelförmigen Einsprenglingen überaus verbreitet; dabei dient bald M als Verwachsungsebene, bald ist letztere eine ganz unregelmässige und die Zwillingsgrenze verläuft zackig und treppenförmig, seltener krummlinig. — Das Bavenoer Gesetz gelangte nur selten zur Beobachtung: Vélain erwähnt es als häufig vorkommend in Trachyten von Aden.

Die Spaltbarkeit nach P und M findet bei hinreichender Dünne der Präparate stets in scharfen Spaltrissen ihren Ausdruck, doch ist ihre Vollkommenheit, nach der Schärfe und Zahl der Spaltrisse beurtheilt, in verschiedenen Gesteinen eine recht wechselnde. Blätter-

durchgänge nach der Säule sind selten deutlich, solche nach einem Doma wurden nicht beobachtet. Allgemein verbreitet ist eine Zerklüftung nach einer Querfläche, die ungefähr k entspricht, zumal in den säulenförmigen Krystallen. Die ihr entsprechenden, krummlinig verlaufenden und nicht streng parallelen Risse entstehen an Dünnschliffen schon bei grösserer Dicke.

Die Ebene der optischen Axen liegt wohl meistens senkrecht zur Symmetrie-Ebene bei im Allgemeinen kleinem, oft bis auf 0° sinkendem Axenwinkel. Symmetrische Axenlage wurde mehrfach in phlegräischen Trachyten und solchen des Gebiets um den See von Bracciano beobachtet. Man erkennt sie leicht an Spaltblättchen nach P, auf denen dann die positive Bissectrix eines grossen Axenwinkels einseitig schief austritt, oder an Blättchen nach der Querabsonderung an der Dispersion $\varrho < \upsilon$ um eine spitze negative Bissectrix. Dass die blauen Axen symmetrische, die rothen normalsymmetrische Lage halten, gelangte einmal an einem Hyalotrachyt von S. Miguel durch Benutzung von rothen und blauen Gläsern zur Wahrnehmung. — Der verschiedenen Orientirung der Axenebene und dem schwankenden Werthverhältniss der Elasticitätsaxen entspricht einerseits eine sehr wechselnde Lage der Auslöschungsrichtungen in den Hauptzonen, andererseits die in verschiedenen Gesteinen sehr differente Höhe der Interferenzfarben. Mit dem von Des Cloizeaux constatirten Wechsel dieser Verhältnisse in ein- und demselben Krystall mag es zusammenhängen, dass oft eine sogenannte undulöse Auslöschung in den Sanidin-Schnitten vorhanden ist. Die Ursache dieser Erscheinung kann aber auch in einer versteckten Zwillingsbildung liegen, die den Feldspath aus der Reihe des Sanidin hinaus verweist. — Dass dieselbe schwerlich mit mechanischen Vorgängen in Beziehung stehe, ergiebt sich aus der Thatsache, dass sie keineswegs an Kataklasphänomene gebunden ist.

Eine mikroperthitische Verwachsung mit einem triklinen Feldspath scheint nur selten vorzukommen; als solche darf man indessen wohl eine scheinbare Faserstructur parallel der Kante (110) (010) deuten, welche gelegentlich in Trachyten von Ischia beobachtet wurde. — Auch regelmässige Verwachsung mit triklinen Feldspathen, wobei dann der Sanidin die äussere Schale bildet, ist nicht gerade häufig sicher constatirt. Dagegen umschliesst der Sanidin nicht selten den Plagioklas in gesetzloser Weise, gerade wie er Biotit, Hypersthen, Augit, Olivin, Eisenerze, Apatit und andere Gemengtheile einhüllt.

Zonare Structur oder Schalenbau ist ungemein verbreitet; dabei ist dann die Auslöschung auf Schnitten, welche nicht in der Zone (001) (100) liegen, oft eine recht verschiedene in den successiven, meistens sehr schmalen Schalen. Der Fall wurde an zweifellosen Sanidinen, deren Spaltwinkel zu 90° gemessen war, beobachtet. Ob die Erscheinung in analoger Weise, wie die undulöse Auslöschung erklärt werden darf, oder ob durch die äusseren Schalen ein Druck auf die inneren ausgeübt wird, lässt sich nicht entscheiden. — Die Anwachsstreifen bilden im Allgemeinen durchweg concentrische Polygone; selten wechselt die Form der Schalen und also die Wachsthumsrichtung in ein- und demselben Krystall (Monte Olebano).

Der Sanidin umschliesst alle andern intratellurischen Ausscheidungen des Magmas und ist also der jüngste Einsprengling. Dass derselbe in manchen Fällen auch in der Effusionsperiode noch weiter wuchs, ist überzeugend durch die oft in parallelen Zonen eingeschlossenen Augitmikrolithe der Effusionsperiode erweisbar. Dieselben wurden nie central, sondern stets in den peripherischen Theilen des Feldspaths gefunden. — Unter den nicht individualisirten Interpositionen sind solche von Gasen und von Glas in bald unregelmässig begrenzten, bald die Krystallgestalt des Wirths wiedergebenden Formen sehr verbreitet. Die Glaseinschlüsse führen oft winzige opake Körnchen, wohl Eisenerz, oder auch mikrolithische Gebilde, und zeigen also mehr oder weniger deutliche Entglasungserscheinungen. Die Grösse dieser Interpositionen ist eine sehr verschiedene; bisweilen deutlich mit blossem Auge erkennbar, sinken sie gern zu unkenntlich winzigen Dimensionen herab. Wo sie sich sehr stark anhäufen, verliert der Sanidin leicht seinen glasigen Habitus und wird orthoklasähnlich. — Die Anordnung ist meistens eine centrale, selten eine peripherische oder concentrische. — Flüssigkeitseinschlüsse konnten mit Sicherheit nur selten constatirt werden, so z. B. in den meisten Sanidiniten, in dem Trachyt vom Monte Olebano bei Pozzuoli, und in einigen Domiten.

Es liegt in der Natur der Sache, dass Zersetzung und Verwitterung nur selten beobachtet wird. — Mügge fand den Sanidin in eine wasserhelle amorphe Substanz umgewandelt in Trachyten von San Miguel.

Ein dem Anorthoklas zuzurechnender Alkalifeldspath ist bisher mit voller Sicherheit in den Trachyten nicht direct nachgewiesen. Ich glaube dieser Reihe indessen solche Feldspathe zurechnen zu sollen, deren Spaltwinkel kaum oder nur wenig von 90°

abweicht und welche in Dünnschliffen eine überaus feine, mikroklinartige Doppelzwillingsstreifung besitzen. Die letztere ist eben ein entscheidendes Moment für das trikline Krystallsystem. Solche Feldspathe wurden zuerst von Mügge in azorischen Sanidiniten, andesitischen und Akmittrachyten derselben Inseln (S. Miguel, Fayal) nachgewiesen, aber z. Th. wegen ihres niedrigen specifischen Gewichts (= 2.573) nicht für solche, sondern für Sanidin gehalten. Dagegen deutet er in einer späteren Arbeit über die Gesteine des Massai-Landes diese Feldspathe, in denen er neben reichlichem Natron auch Kalk nachwies, für verwandt mit den Feldspathen der Pantelleritlaven; dieselben traten in Akmittrachyten vom Naiwascha-See und aus dem Thale Kiwangaine im Kilimandjaro-Gebiet auf. Dieselben Feldspathe sind recht verbreitet in den Trachytlaven Ischias und wurden auch in der Auvergne (Val de l'Enfer u. a. O.) beobachtet. Bemerkenswerth ist es, dass gerade in diesen Feldspathen eine scheinbare undulöse Auslöschung recht verbreitet ist, welche Mügge nicht entging. Er fand, dass bei hinreichender Dünne der Präparate die Erscheinung verschwand, und dass nun eine überaus feine, mikroklinartige Zwillingsstreifung hervortrat, welche offenbar die Ursache des erstgenannten Phänomens in dickeren Präparaten war. Ebenso verdient es hervorgehoben zu werden, dass gerade in diesen Gesteinen (aber auch in andern) eine unregelmässige Feldertheilung mit verschiedener optischer Orientirung der Felder beobachtet wurde, wie sie für die Gesteine der Quarzkeratophyr- und Keratophyr-Reihe als charakteristisch hervorgehoben wurde. Es muss ferneren Untersuchungen vorbehalten bleiben, die Verbreitung dieser Feldspathe und die Gesetzmässigkeit in ihrer Verbreitung zu bestimmen. Immer sind es natron- und meistens auch eisenreiche Trachyte, in denen diese Feldspathe auftreten; sehr oft sind mit denselben eigenthümliche Glieder der Pyroxen- und Amphibolfamilie vergesellschaftet. Die Massai-Gesteine sind grün, wie die Pantellerite, und gelblichgrüne bis rein gelbliche Farben eignen ihnen auch an anderen Orten.

Der unter den Einsprenglingen in wechselnder und oft sich stark mehrender Menge vorkommende Kalk-Natronfeldspath vom Habitus des Mikrotin ist wohl am häufigsten der Oligoklasreihe zuzuzählen. In einer durch hohen und constanten Pyroxengehalt charakterisirten Gruppe von Trachyten, welche sich den Andesiten in mancher Hinsicht nähern (Bracciano, Monte Amiata), erwies er sich als Labrador. Der Habitus ist meistens

tafelförmig nach M. Die Formen sind die gewöhnlichen. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allgemein vorhanden; neben ihr tritt das dem Karlsbader entsprechende Gesetz ausserordentlich oft, das Periklingesetz nicht selten auf. — Isomorphe Schichtung prägt sich durch concentrische Anwachsstreifen aus, wobei die optische Orientirung in den verschiedenen Schalen wechselt. Dabei werden die Auslöschungsschiefen auf Schnitten nach M bald kleiner von innen nach aussen, bald grösser. Ersteres scheint besonders bei den basischern Labradoreinsprenglingen, letzteres bei den saureren Oligoklasen der Fall zu sein. Beide Erscheinungen würden dann auf nach aussen abnehmende Basicität der Feldspathmischung hinweisen. — Die Spaltung ist normal. — Die Einschlüsse sind nach Art und Vertheilung die gleichen, wie bei Sanidin. — Chemische Corrosionen und mechanische Deformationen zeigen dieselben Charaktere, wie bei den Alkalifeldspathen. Es ist auffallend, dass in manchen Gesteinen die Plagioklase stärker corrodirt sind, als die Sanidine, während in andern dieses Verhältniss sich umkehrt. Das letztere beobachtete Bucca bei mehreren italienischen Trachyten.

Der Feldspath der Grundmassen trachytischer Gesteine ist in den weitaus meisten Fällen lang leistenförmig und zeigt entweder keinerlei oder doch nur einfache Zwillingsstreifung. Die Dimensionen dieser Feldspathmikrolithe der Effusionsperiode werden oft überaus winzige. Mit der Abnahme der Dickendimension werden die Formen unvollkommener, die nach a gestreckten Säulchen gabeln sich oder fasern sich pinselförmig aus und krümmen sich trichitisch. So kann man Übergänge zu vollendeten Feldspathsphärokrystallen beobachten. Welcher Reihe diese Feldspathsäulchen zuzuschreiben seien, ist schwer auf anderem als chemischem Wege zu entscheiden. Die der Längsaxe meistens parallele oder zu ihr wenig geneigte Auslöschung deutet auf Oligoklas oder Sanidin. Nach der Bauschanalyse ist die erste Annahme meistens sehr unwahrscheinlich: sie dürfte nur dann zutreffend sein, wenn die Plagioklaseinsprenglinge zum Labrador gehören. Vélain deutet die Feldspathleistchen in der Grundmasse der im Quarztrachyt aufsetzenden Trachytgänge von Aden als Albit. Für die gleiche Deutung sprechen auch in manchen andern Gesteinen die Auslöschungsschiefen und die Bauschanalyse. — In selteneren Fällen, so z. B. in manchen Domiten der Auvergne tritt der Grundmassen-Feldspath in Form quadratischer oder kurz oblonger Durchschnitte auf. — Polysynthetische Zwillingsbildung fand sich an den Feldspathmikrolithen

eines Trachyts von Monselice in den Euganäen. — Der Einschlussreichthum der Einsprenglinge fehlt den Feldspathen der Grundmasse; nur Gasporen sind oft in grosser Menge vorhanden, aber meistens sehr klein.

Unter den farbigen Silicateinsprenglingen ist der Biotit an erster Stelle zu nennen. Er ist fast allenthalben vollkommen idiomorph und bildet wenig dicke hexagonale Tafeln mit vollkommener basischer Spaltbarkeit. Kluftsysteme nach drei Richtungen, welche die Basis durchschneiden, erwähnt nur Hussak von Gleichenberger Trachyten; dieselben waren mit Eisenerzen erfüllt. Wo er geprüft wurde, erwies sich der Biotit als ein Meroxen mit meistens kleinem Axenwinkel (0^0—50^0 etwa), normaler Dispersion (sie war jedoch $\varrho > v$ bei einem Biotit-Hypersthen-Trachyt vom Monte Amiata), starker Absorption der parallel oder angenähert parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen. Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz ist nicht eben häufig (Amiata); Mügge beobachtete sie öfter in Hyalotrachyten von San Miguel. — Die Farben sind fast stets braun, seltener blutroth bis feuerroth, wie bei Rubellanen (Ischia, Mocsar in Ungarn, Vallée de la Cour in der Auvergne, San Miguel), sehr selten grün (so nach Stelzner ölgrün bis braungrün in einem Trachyt von der Puente del Inca). Der nach b schwingende Strahl der braunen Biotite hat öfters einen Stich ins Grünlichbraune. — Biegungen und Knickungen der Glimmertafeln kommen sehr häufig vor.

An Einschlüssen treten besonders Mikrolithe von Apatit und Zirkon, Eisenerze und gelegentlich Titanit auf. Glaseinschlüsse sind kaum mit Sicherheit nachgewiesen; Mügge vermuthet solche von hexagonaler Form in azorischen Hyalotrachyten. — Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr selten erkennbar (Monte Catini).

Resorptionsphänomene treten bei den Biotiten der Trachytgesteine fast allenthalben in mehr oder weniger deutlicher Weise hervor; dieselben pflegen von der Basis her sehr gleichmässig nach innen fortzuschreiten. Bei normaler Ausbildung umgiebt sich ein Biotitquerschnitt zunächst mit einem dunklen schmalen Rande an den langen Kanten. Dieser Rand wächst auf Kosten des Biotits bis zu dessen vollständiger Verdrängung, so dass zuletzt statt des Biotit langgezogene opake Flecke im Dünnschliff liegen, welche dessen Form mehr oder weniger unvollkommen erhalten haben. Bei hinreichender Vergrösserung erkennt man in diesem dunklen Rande ein Gemenge von in HCl löslichem Magnetit und gründurch-

sichtigen Augitsäulchen, welche oft ihre Prismenaxe mit der Fläche (001) des Biotit parallel legen. Danach scheint der intratellurische Biotit in der Effusionsperiode bestandunfähig zu werden; er löst sich in dem Magma auf und seine Bestandtheile krystallisiren sofort aufs Neue in der Form von Eisenerz und grünem Pyroxen. An die Stelle des kalkfreien Mg-Fe-Alkalisilicates tritt ein Ca-Mg-Silicat, während das Alkali wohl bei der Feldspathmikrolithenbildung Verwendung findet. Dieser in den Tiefengesteinen nur vereinzelt auftretende Vorgang ist in den sauren Ergussgesteinen der palaeo- und neovulkanischen Reihe bis hinab zu den olivinfreien Plagioklas-Augitgesteinen ein allverbreiteter. Dass derselbe der Effusionsperiode angehört, lässt sich daraus erkennen, dass das Magnetit-Augit-Aggregat oft zu Linsen und Schlieren in der Richtung der Fluidalstructur ausgezogen ist. — Der Augitgehalt dieser pseudomorphosenähnlichen Gebilde ist ein wechselnder; er kann mehr oder weniger vollständig fehlen. — Die normale atmosphärische Verwitterung des Biotit ist nur selten zu beobachten; er fand sich zu einem Gemenge von Chlorit und Carbonaten zersetzt in Trachyten der Gegend von Schemnitz; die Umwandlung zu Eisenhydroxyd zeigte sich in mittelitalienischen Gesteinen aus der Reihe der Biotit-Hypersthen-Trachyte.

Biotitblättchen zweiter Generation sind nur in solchen Trachyten beobachtet worden, welche den Lipariten sehr nahe stehen und frei von pyroxenischen Gemengtheilen sind.

Der Amphibol ist unter den Einsprenglingen bei weitem nicht so verbreitet, wie man nach der älteren Definition der Trachyte erwarten sollte; er ist jedenfalls nicht so verbreitet wie Biotit und kommt nur in seltenen Fällen allein vor. Vielmehr begleitet er den Biotit und scheint für diesen zu vikariiren. So weit nicht mechanische oder chemische Deformationen vorliegen, ist er wenigstens in der Prismenzone idiomorph und wird begrenzt von (110) (010) (001) (11$\bar{1}$). — Zwillingsbildungen sind nicht selten und folgen dem gewöhnlichen Gesetz. Der Habitus ist derjenige der basaltischen Hornblende bei starkem Pleochroismus und fast stets brauner Farbe. Grün, auch wohl blaugrün wurde der Amphibol in Sanidiniten, bräunlichgrün im Arsostrom, grünlichbraun in manchen Auvergner Domiten gefunden. Vélain bezeichnet den Amphibol gewisser Trachytlaven von La Réunion als stark pleochroitischen Aktinolith; er war also wohl grün. — Interpositionen sind wegen der tiefen Färbung nur schwer mit Sicherheit zu be-

stimmen. Er umhüllt jedenfalls Magnetit, Apatit, Zirkon und Titanit; von nicht individualisirten Einschlüssen gelangten Glas- und Gaseinschlüsse nur selten zu sicherer Beobachtung.

Die braunen Hornblenden der Trachyte zeigen absolut die gleichen Resorptionsphänomene wie der Biotit. Ihre Magnetit-Augit-Ränder sind von denen des Biotit nicht zu unterscheiden und wo das Mineral vollkommen durch sie ersetzt wurde, ist bei mangelhafter Formerhaltung die ursprüngliche Substanz nicht mehr zweifellos zu erkennen. Renard fand die Magnetite dieser Resorptionsbildungen durch Zeolithe verkittet in einem Augit-Trachyt von Royal Sound, Kerguelen. — Die normale Zersetzung zu Chlorit oder Delessit (fleischroth und manganhaltig in einem Trachyt vom Kieshübel bei Schemnitz) und Carbonaten mit Eisenerzen wurde nur selten beobachtet.

Jüngere Generationen von Amphibol sind in den Trachyten häufiger, als man glaubte. Doch ist das nur selten der normale braune Amphibol der Einsprenglinge (Rönsdorfer Thal im Siebengebirge). In sehr natronreichen, den Phonolithen nahe stehenden Trachytgesteinen begegnet man eingeklemmt zwischen den Feldspathleistchen der Grundmasse, auch wohl den hier auftretenden Sodalith umrandend, lappigen und fetzenartigen Blättchen und Schüppchen allotriomorpher Begrenzung, welche nicht selten rosettenartig bis sphärolithisch gruppirt sind. Dieselben werden wegen ihres starken Pleochroismus und ihres allgemeinen Habitus für Hornblende von arfvedsonitartigem Charakter gehalten, ohne dass diese Deutung jedoch sicher constatirt wäre. Ihre Farbe ist bald bläulichgrün oder tiefblau mit Stich ins Grünliche oder Violette parallel einer Spaltbarkeit, die für prismatisch gehalten wird, grün-graugelb mit violettem Stich oder graublau und lavendelblau senkrecht zu derselben, bald bräunlich bis tief kaffee- oder krappbraun, auch rauchgrau bis violett mit starker Absorption des senkrecht zur Spaltbarkeit schwingenden Strahls. Mügge hat solche fast allenthalben von Aegirin begleitete Hornblenden aus sog. Akmit-Trachyten von San Miguel und aus dem Massai-Lande beschrieben. Sie scheinen für natronreiche Gesteine überhaupt charakteristisch zu sein, und finden sich z. B. schön am Katzenbuckel. Ihre Bildung gehört einer sehr späten Periode, dem eigentlichen Schluss der Gesteinsverfestigung an. Sie ähneln darin dem Aegirin der Elaeolithsyenite und verwandter Gesteine*.

* Nachdem ich Gelegenheit gefunden habe, die Gesteine der Insel Pantelleria zu studiren, glaube ich dieses, oben dem Amphibol zugetheilte Mineral z. Th. für identisch mit dem Cossyrit Förstner's halten zu sollen.

Noch mannichfaltiger als Biotit und Amphibol erscheint der Pyroxen in den trachytischen Gesteinen. Der normale Einsprenglingspyroxen, wie er bald neben Biotit, Amphibol und Hypersthen, bald ohne diese auftritt, ist ein hellgrüner bis graugrüner Malakolith von prismatischem Habitus; die Pinakoide herrschen in der verticalen Zone, terminal Pyramiden, welche sich nicht sicher bestimmen lassen. Tafelförmiger Habitus entsteht durch vorwaltendes (100). Zwillingsbildung nach (100) ist ziemlich verbreitet, zonarer Farbenwechsel selten (Brokasch). Die Spaltbarkeit nach (110) ist stets deutlich. Die grüne Farbe blasst einerseits in farblos ab, geht anderseits in gelblichgrün über. Auffallenderweise überziehen sich gerade die farblosen Augite (Amiata, Mont Dore) gern mit einer, oft auch tiefer eindringenden Haut von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd. Bei grüner Farbe ist kaum ein Pleochroismus wahrzunehmen; sobald dieselbe gelbgrünlich wird, stellt sich der Pleochroismus der natronreichen Augite der Leucitophyre ein. — Nach Möhl wäre der Augit eines Trachyts von Merapi auf Java (wohl ein Andesit) chromhaltig. — Zerbrechungen der Augiteinsprenglinge sind nicht selten; auch chemische Corrosionen, welche bis zur Zerstörung der Krystallform vorschreiten können, sind verbreitet (Phlegräische Felder, Auvergne, Siebengebirge). Diese Corrosionen müssen jedenfalls dem Abschluss der Bildung der Sanidin-Einsprenglinge vorausgegangen sein, da diese bisweilen die Form der Augitlappen bedingen. — An Einschlüssen wurden oft die älteren Ausscheidungen des Magmas (Eisenerze, Apatit, Zirkon, Titanit, Olivin, Biotit) und Glaseier beobachtet. Randliche Resorptions-Neubildungen fehlen. — Verwitterungsvorgänge sind nur selten zu beobachten; sie liefern grünliche schuppige oder fasrige Massen, welche wohl dem Chlorit angehören. Schwerdt beschreibt Pseudomorphosen von Hornstein mit beigemengtem Apatit in plumpen, selten schlanken Formen, auch wohl mit Viridit nach Augit aus Augittrachyten der chinesischen Provinz Shantung.

Nur selten in selbständigen Einsprenglingen (Monte di Cuma) dagegen oft als äusserster Rand um normalen Augit erscheint der grüne Aegirin oder der gelbbräunliche Akmit in durchaus paralleler Verwachsung mit dem Augitkern. Am schönsten findet man diese Verwachsungen in den Trachyten der phlegräischen Felder (Astroni, Pianura u. s. w.) und Ischias. Statt der Natroneisenpyroxene kann auch eine blaue (Castel d'Ischia), oder braune (Scarrupata) Hornblende (? Cossyrit) den Augit umsäumen. — Vélain

erwähnt einen Trachyt von La Réunion, dessen Augite Nephelin umschliessen; das dürfte ebenfalls Aegirin sein.

In manchen Trachyten von Ischia (Monte Tabor, Monte Vetta, Scarrupata, Punta del Imperatore u. s. w.) kommt neben oder statt der grünen normalen Augiteinsprenglinge ein gelber prismatischer Augit vor, welchen auch Doelter von La Guardia auf Ponza, Kreutz von Munkacs erwähnt. Auf Ischia hat derselbe die normalen optischen Eigenschaften der Augite. Mügge bespricht goldgelbe Augiteinsprenglinge aus domitischen Trachyten von den Azoren, welche bei kurzsäulenförmigem Habitus nach der Längsrichtung und scheinbar auch nach domatischen Terminalflächen spalten. Die Auslöschungsschiefe an losen Krystallen war sehr klein, etwa 2°. Die parallel der Säulenaxe schwingenden Strahlen sind goldgelb mit Stich ins Grünliche, die dazu senkrecht schwingenden mehr bräunlich. Die Axenebene liegt parallel der Längsrichtung, der Axenwinkel ist klein, die Dispersion stark. Eine von mir wiederholte Untersuchung des von Mügge isolirten Materials ergab, dass die Auslöschungsschiefe den für monoklinen Pyroxen normalen Werth hat. Die Ausbildung der Kryställchen ist tafelförmig nach (100), auf welcher Fläche die positive spitze Bissectrix schief austritt; daraus erklären sich die Angaben Mügge's, die ich im Übrigen durchaus bestätigen kann. — Auch dieser gelbe Augit umwächst oft den grünen in paralleler Stellung und ist also jünger als jener.

Endlich ist rhombischer Pyroxen als Einsprengling in einer gewissen Abtheilung der Trachyte constant, in anderen accessorisch vorhanden. Er bildet stets idiomorphe Krystalle, an denen in der Prismenzone die Pinakoide oft bis fast zum Verschwinden der Prismenflächen herrschen. Terminal scheinen besonders recht stumpfe Pyramiden aufzutreten. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma pflegt deutlicher zu sein, als diejenige nach den Pinakoiden. Letztere ist von sehr wechselnder Vollkommenheit und wird oft kaum durch Spaltrisse verrathen, wenn die Präparate nicht äusserst dünn sind. — Der Pleochroismus der bisher bekannten Vorkommnisse ist stark und deutet auf Hypersthen und Bronzit. — Von Einschlüssen wurden Erze, Apatit, Zirkon und Glaseier beobachtet. — Mechanische Deformationen sind bei den gedrungen prismatischen Formen sehr selten. Ebenso fehlen meistens die Resorptionserscheinungen; doch finden sich hie und da Andeutungen von Erzkränzen um den Hypersthen, in welchem allerdings Augit nirgends mit Sicherheit wahrgenommen wurde. Eine

peripherische Ausscheidung von Eisenoxyden, wodurch das Mineral sich rostbraun färbt, ist recht verbreitet und dringt bisweilen tief ins Innere desselben ein. — Umwandlungen in Bastit wurden in einem Biotit-Hypersthen-Trachyt des Monte Amiata beobachtet. — Der Hypersthen wird fast ausnahmslos von Biotit und Augit begleitet; er ist dann jünger als oder gleichaltrig mit Biotit, aber stets älter als Augit, welcher ihn bisweilen in paralleler Stellung umwächst.

Unter allen farbigen Gemengtheilen kehren die Pyroxene am häufigsten in einer mikrolithischen Generation der Effusionsperiode wieder. Diese jüngeren Augite gehören bei den meisten Gesteinen dem hellgrünen Malakolith an und bilden dann oft überaus scharfe Kryställchen, seltener lappige und blättrige Individuen. Diese Abart ist an keine bestimmte Structurform der Grundmasse gebunden und tritt sowohl in holokrystallinen, wie in vitrophyrischen Trachyten vor. — Akmit und Aegirin, sowie die gelben Augite sind als Grundmasse-Gemengtheile vorwiegend allotriomorph: sie werden von den Feldspathmikrolithen durchspickt und sind zwischen diese eingeklemmt, oder aber auch in Häufchen zusammengedrängt, durch deren Verwitterung sich das Gestein dann gern mit Rostflecken bedeckt. Sie treten gern in holokrystallinen oder doch basisarmen Gesteinen auf. In dem bekannten Trachyt vom Kühlsbrunnen fehlen alle farbigen Einsprenglinge; das Gestein ist jedoch voll lang nadelförmiger, grüner Aegirin-Mikrolithe. Die Natron-Eisen-Pyroxene der Grundmasse vergesellschaften sich gern mit blauer oder kaffee- bis krappbrauner Hornblende (? Cossyrit ?). — Rhombischer Pyroxen wurde nie in einer jüngeren Generation beobachtet.

Der Apatit bildet meistens die bekannten farblosen, langgestreckten und quergegliederten Nädelchen. Doch begegnet man ihm gar nicht selten in der Form kurz gedrungener Säulchen, die von (10$\bar{1}$0) und (10$\bar{1}$1) begrenzt werden. Dieselben sind dann graubraun, graublau oder grauviolett gefärbt und zeigen eine deutliche Absorption $E > O$. Die Farbe scheint von ungemein zahlreichen, den Prismenflächen parallel geordneten Einschlüssen herzurühren, welche sich nur selten als Flüssigkeits- oder Glasinterpositionen sicher unterscheiden lassen, und denen oft unbestimmbare nadelförmige Mikrolithe beigemengt sind. Die Trachyte des Laacher Sees, des Siebengebirges, der Rhön, der phlegräischen Felder u. a. liefern gute Beispiele dieser Ausbildungsform. Nach einer An-

gabe von Blaas wäre in den Trachyten des Demavend in Persien der Apatit in der ersten Form auf die vitroporphyrischen, in der zweiten auf die mehr oder weniger holokrystallin porphyrischen Arten beschränkt Dem würde die sonst beobachtete Verbreitung dieser beiden Apatittypen nicht widersprechen.

Unter den Eisenerzen herrscht der Magnetit, doch ist seine Menge stets klein. Er gehört mit dem Apatit und Zirkon zu den ältesten Gemengtheilen, doch beweisen die Magnetit-Augiträndor der Biotite und Amphibole, sowie das Auftreten winzigster Magnetitkörnchen, die sich an die Augitmikrolithe der Grundmasse anheften auch eine spätere Bildung dieses Minerals. Dass der Magnetit z. Th. titanhaltig ist, ergiebt sich aus den Titaniträndern, die er z. B. in siebengebirgischen Trachyten gern führt. Statt des Titanits oder neben demselben erscheint gelegentlich ein blutroth durchsichtiges Mineral in dünnen Blättchen, welches dem Pseudobrookit zugerechnet werden dürfte. — Statt des Magnetits findet sich gelegentlich roth oder gelb durchsichtiger Eisenglanz (Laacher See, Val de l'Enfer u. a. O.) oder auch Titaneisen (Monte Miedo in den Euganäen, Jan Mayen nach Berwerth). Letzteres nimmt in manchen akmitreichen Trachyten der Azoren die Form des Titaneisenglimmers an. — Theils an Magnetit gebunden, theils selbständig und den Magnetit vertretend, findet sich Pseudobrookit in domitähnlichen Gesteinen derselben Inselgruppe, besonders gern in Gesellschaft der gelben Augite.

Der Zirkon in kurz prismatischen, oft sehr flächenreichen Kryställchen, welche älter sind als alle farbigen Silicatgemengtheile, ist in allen Trachyten in geringer Menge, aber sehr constant vorhanden.

Als ältere Ausscheidungen, welche nur auf gewisse Trachyttypen beschränkt sind, wären Titanit, Sodalith oder Haüyn und Olivin zu nennen.

Der Titanit in meistens recht kleinen gelben bis gelbrothen, auch nahezu wasserhellen Kryställchen ist sehr verbreitet, wenn auch allenthalben sehr untergeordnet in den normalen Trachyten, sowie in solchen Gesteinen, die sich den Andesiten nähern. Er kommt nur spärlich in pyroxenreichen Trachyten vor, verschwindet nahezu vollständig in den Hypersthen-führenden Trachyten und ebenso in den nach dem Phonolith hinüberspielenden Abarten. Schon Mügge macht darauf aufmerksam, dass auch in den nahe verwandten Augitsyeniten und Rhombenporphyren des südlichen Norwegens der Titanit fehlt, während er in den normalen Syeniten

so sehr verbreitet ist. Die hohe Licht- und Doppelbrechung (Bd. I, S. 500 ist sie mit Unrecht als nicht sehr bedeutend angegeben, machen das Mineral, ebenso wie die spitzrhombischen Durchschnitte leicht kenntlich. — Ausser in der Gesteinsmasse selbst kommt Titanit auch gern in den Poren der Gesteine aufgewachsen vor.

Mineralien der Sodalith-Gruppe, und zwar Haüyn und Nosean, sind in den ihrer geologischen Stellung nach allerdings wohl etwas unsicheren Laacher See-Trachyten und Sanidiniten längst bekannt gewesen. — Der Sodalith selbst als zweifelloser Gesteinsgemengtheil wurde zuerst von G. vom Rath in manchen Trachyten von Ischia und von den phlegräischen Feldern nachgewiesen und in seiner weiteren Verbreitung von C. W. C. Fuchs auf Ischia verfolgt. Es gehören hierher Gesteine vom Castel d'Ischia, Scarrupata, Punta del Imperatore, Monte Vetta, Trippiti u. a. (mit farblosem Sodalith der Form (110)). Die Menge desselben ist eine ziemlich schwankende. Am Monte Olebano bei Pozzuoli ist der Sodalith blau, aber sehr unregelmässig und spärlich verbreitet. — Vereinzelt beobachtete ihn Zirkel im Trachyt des Pferdekopfes in der Rhön, v. Lasaulx im Ravin des Egravats, v. Fritsch und Reiss in Sanidiniten der Azoren. Mügge fand ihn constant in gewissen Akmit-Trachyten des Massai-Landes in SO.-Afrika. — Auf Klüften und in Poren erscheint er in denselben Gesteinen (gern in Gesellschaft von Titanit und gelbem Augit) und vielen andern, so im Trachyt des Monte di Cuma, Astroni und im Piperno von Pianura. Als eigentlicher Gesteinsgemengtheil ist er älter als die Feldspathe, aber jünger als die farbigen Silicateinsprenglinge. Seine Anwesenheit bedingt in den Trachyten Übergänge und Zwischenglieder nach den Phonolithen hin, wie er ja auch zwischen den Augitsyeniten und Elaeolith-Syeniten vermittelt.

Der Olivin fehlt den normalen Trachyten anscheinend ganz. Dagegen bildet er oft idiomorphe oder corrodirte Einsprenglinge in den nach den Andesiten hinüberspielenden Gesteinen, zumal in den Augittrachyten und kommt auch in phonolithischen Trachyten nicht gerade selten vor. Der Arsostrom, die Trachyte der Auvergne, sowie diejenigen der Azoren liefern gute Beispiele. Dieser Olivin enthält gern Picotitkryställchen. Als Gemengtheil der Grundmasse und z. Th. in Wachsthumsformen, auch roth bis rothbraun pleochroitisch beschreibt ihn Mügge aus andesitischen Augittrachyten von S. Miguel. — Den Hypersthen scheint der Olivin in den Trachyten zu vermeiden.

Unter den gelegentlich beobachteten, für die Verknüpfung der Trachyte mit andern Gesteinsfamilien bedeutsamen Mineralien seien Quarz und Tridymit, Nephelin und Leucit hervorzuheben.

Quarz wird mehrfach als spärlicher Gemengtheil der Trachyte genannt, so z. B. von v. John im Trachyt des Maclajer Schlossberges in Bosnien, von Vélain in einem Hyalotrachyt von Etang Salé auf La Réunion, von Stelzner von der Puente del Inca mit Flüssigkeitsinterpositionen, in denen sich Würfelchen fanden, von Doelter aus Biotit-Trachyt-Gängen der Ponza-Inseln und aus einem schwarzbraunen Trachyt der Insel Kos. In der Gegend von Schemnitz sind Gesteine vorhanden mit spärlichem Quarzgehalt, welche mitten inne zwischen Liparit und Trachyt stehen. — Zirkel erwähnt Quarz mit angehefteten Sphärolithbüscheln aus den Trachyten der Wah-we-ah-Range. Ebenso fand er Quarz in lose eingewachsenen, nur makroskopischen Körnern, welche sich nicht unter dem Mikroskop vermehrten. Die Quarze waren von einem Ring wahrscheinlich augitischer Mikrolithe umsäumt. In einem Trachyt von den Whitehead Peak fanden sich solche Quarze zugleich mit Olivin. Die Gesteine scheinen theilweise wenigstens zum Andesit zu gehören, und letzteres erinnert an Diller's Beschreibungen eines eigenthümlichen Vorkommens vom Lassen's Peak (Amer. Journ. 1887. Jan. XXXIII. No. 193. 45). Zum Theil dürften diese Quarze wohl mechanische Einschlüsse sein, wie das auch für Vorkommnisse wahrscheinlich ist, die Blaas aus Persien beschreibt. — Mügge hält den von ihm im Azoren-Sanidinit beobachteten Quarz für secundär.

Tridymit ist weit häufiger theils in der Gesteinsmasse selbst in denselben Formen, die bei den Lipariten beschrieben wurden, theils aufgewachsen auf Drusen und Klüften beobachtet worden. Für letztere Form sei an Drachenfels und Perlenhardt erinnert; die primäre Natur des Minerals ist hier sehr zweifelhaft. Als eigentlichen Gemengtheil fand ich ihn bei Mocsar in Ungarn, Monte Vetta auf Ischia und gelegentlich in den phlegräischen Feldern; ebenso in Laacher See-Trachyten, in solchen vom Froschberge im Siebengebirge, im Westerwald, in Domiten der Auvergne und in glasreichen Trachyten der Euganäen. Hussak erwähnte ihn von Kleichenberg, Zirkel von den Kawsoh Mountains, Palisade Cañon und Emigrant Road in der Coast Range. — Blaas beobachtete den Tridymit in Demavend-Trachyten um so häufiger, je basisärmer die waren. In Trachyten von Aden nennen ihn mit mehr oder

weniger Bestimmtheit Niedzwiedzki, Vélain und Zirkel. Vélain giebt an, dass der Tridymit hier nur in den mächtigeren Trachytgängen vorkomme, in den schmaleren fehle und hält ihn z. Th. für secundär. Die Gesteine sind reich an chloritischen Zersetzungsproducten und an Carbonaten.

Nephelin findet sich in der älteren Literatur öfters als Übergemengtheil in Trachyten erwähnt, wurde aber vielfach später als Apatit nachgewiesen. Unter neueren Angaben erwähne ich, dass Zirkel ihn mit Vorbehalt aus Trachyt von der Mündung des Slaters Fork in den Elkhead Mountains nennt. G. vom Rath entdeckte ihn in Drusen eines Augittrachyts vom Gehänge des Monte Guardia auf Ponza; er wird hier von Augitnädelchen begleitet, die auch auf dem Nephelin aufsitzen. Er ist also hier nicht eigentlicher Gemengtheil. Unter denselben Verhältnissen kommt er im Trachyt vom Camaldoli und im Piperno von Pianura vor.

Leucit wurde von G. vom Rath als Übergemengtheil des Augittrachyts des Arso-Stromes genannt. Spätere Untersuchungen haben das Mineral nicht wieder nachweisen können. — Dagegen dürften diejenigen italienischen Gesteine, welche derselbe Forscher als leucitführende Trachyte beschrieben hat, besser bei den Phonolithen ihre Stellung finden. Dahin würden dann auch die von J. Roth als Gesteinsfragmente in den Tuffen der phlegräischen Felder, sowie der Inselgruppe Procida-Vivara aufgefundenen „leucitführenden Sanidintrachyte“ gehören.

Als zufällige Übergemengtheile treten zahlreiche Mineralien auf, von denen hier Marialith (auf Klüften im Piperno), Skapolith (in Sanidiniten des Laacher Sees), Cordierit (bei Schemnitz), Turmalin (nach Bussatti in Biotittrachyt von Tolfa), Orthit in einem liparitähnlichen, quarzführenden Trachyt von Hanova bei Kremnitz), Spinell (mit blauen Hornblendeläppchen im Trachyt von Berkum), Rinkit und Laavenit (bezeichnender Weise in Sodalithtrachyt von Ischia und Akmittrachyt von S. Miguel) genannt sein mögen. Dahin gehört auch der Pyrrhit in Sanidiniten der Azoren und der sog. Azorit, welcher von Hubbard (Sitzungsber. d. niederrh. Ges. Bonn. 1886. 7. Juni) und von Osann (L. J. 1887 I. 115) als Zirkon erkannt wurde.

Chalcedon, Opal und Chlorit wird man als Verwitterungsproducte, Pyrit und Alunit als Neubildungen unter der Einwirkung von Solfataren-Gasen ansehen dürfen. Der Chalcedon durchtränkt gewisse Trachyte vollständig und verleiht ihnen dann den Habitus

von Lipariten; derselbe wurde früher z. Th., wie v. Lasaulx an dem bekannten Vorkommniss von der kleinen Rosenau im Siebengebirge nachwies, mit Mikrofelsit verwechselt.

Die Grundmasse der Trachyte setzt sich aus krystallinen Gemengtheilen und einer Gesteinsbasis in wechselnden Mengen zusammen. Jeder dieser Bestandtheile kann bis auf Null herabsinken, doch herrschen im Allgemeinen die ganz oder nahezu krystallinen Grundmassen. Die Hauptmasse dieser besteht allenthalben aus Feldspath, alle andern oben als vorkommend angegebenen Mineralien treten dagegen sehr zurück. Die Basis der Trachyte ist mit seltenen Ausnahmen glasig und zwar um so farbloser, je spärlicher sie auftritt. Wo sie nicht farblos ist, zeigen sich gelbe bis braune Farben. In dem Glase kommen gelegentlich die globulitischen und krystallitischen Gebilde vor, welche bei den Hyalolipariten beschrieben wurden. Sobald diese farbig sind, werden sie ebenso wie dort gern von einem hellen Krystallisationshof umgeben. — Bis jetzt liegen kaum Untersuchungen über die chemische Natur der Trachytglasbasis vor. Der hochgradig poröse Charakter derselben in manchen Gesteinen beweist das Vorkommen von Bimssteingläsern. Ob man berechtigt ist, nach Analogie der Liparite die tiefgelb oder braunfarbige Trachytglasbasis für Pechsteinglas, die farblose für Obsidianglas zu halten, bedarf der Bestätigung durch chemische Prüfung. Perlitische Absonderung kommt nicht allzuhäufig vor. Dass die Glasbasis der Trachyte, ebenso wie in allen porphyrischen Gesteinen, saurer ist als das Gesammtgestein, geht einerseits aus der Thatsache hervor, dass dieselbe bei dem Übergang in die krystalline Entwicklung sehr saure Feldspathe liefert, oft neben Tridymit, andererseits aus dem Vergleich der Bauschanalysen mit der chemischen Constitution der sauersten Gemengtheile und ergiebt sich überdiess als eine nothwendige Folge des Umstandes, dass auch hier die Reihenfolge der Ausscheidungen der abnehmenden Basicität entspricht.

Hervorzuheben ist die Thatsache, dass ebenso, wie bei den entsprechenden Ergussgesteinen der palaeovulkanischen Reihe, auch bei den Trachyten eine mikrofelsitische Substanz nur in seltenen Fällen vorkommt. Oft ergiebt das Studium der sphärolithischen Gebilde mikrofelsitähnlicher Trachytgläser, dass der scheinbare Mikrofelsithabitus nur durch äusserst kryptomere Feldspathaggregationen hervorgebracht wird, die mehr oder weniger mit tiefgefärbtem Glase oder mit trichitischen und krystallitischen, opaken Gebilden durchwoben sind.

Classification und Structurformen der trachytischen Gesteine.

Bis zur Einführung des Mikroskops legte man bei den Versuchen zur Classification der trachytischen Gesteine den Feldspathbestand zu Grunde und unterschied zwischen eigentlichen Trachyten und Sanidin-Oligoklas-Trachyten. Auch später noch wird hie und da das Fehlen eines triklinen Feldspaths in gewissen Vorkommnissen betont, so von vom Rath in den vitroporphyrischen Trachyten des Bolsener Sees, von Möhl in solchen des Indischen Archipels, von v. Lasaulx in mehreren Auvergner Gesteinen. Wiederholte Untersuchungen haben für die letzteren jedenfalls ergeben, dass sie nicht nur nicht plagioklasfrei, sondern sogar z. Th. plagioklasreich sind und heute wird kaum noch die frühere Eintheilung Vertheidiger finden. Immerhin wird man im Auge behalten müssen, dass offenbar eine Natrontrachytreihe und eine Kalitrachytreihe vorliegt und es wird angestrebt werden müssen, diese beiden von einander zu scheiden und damit die Trennung von eigentlichem Trachyt und Pantellerit durchzuführen. Die Repräsentanten des letzteren Typus werden besonders unter den pyroxenhaltigen Trachyten zu suchen sein.

Eine Gliederung der Trachyte nach Structureigenthümlichkeiten würde desshalb den natürlichen Verhältnissen wenig entsprechen, weil, soweit sichere Erfahrungen darüber vorliegen, derselbe chemisch-mineralogische Trachyttypus eine mehrfache Structurentwicklung erfahren kann. Immerhin herrschen bei gewissen dieser Typen offenbar gewisse Structurformen, wie sich aus dem Folgenden ergeben wird. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass eine solche Beziehung zwischen Bestand und Structur bei fortschreitender Erweiterung unserer Kenntnisse mehr und mehr hervortreten wird. Im gegenwärtigen Augenblick ist es eine leidige Nothwendigkeit, diejenigen Trachyte, denen die intratellurischen Ausscheidungen ganz oder nahezu ganz fehlen, als Hyalotrachyte zusammenzufassen.

Doelter und Zirkel (Microscop. Petrography) inaugurirten eine Gliederung der Trachyte nach den mit den Feldspathen associirten farbigen Gemengtheilen, indem sie die Augittrachyte von den übrigen trennten, nachdem in der 1. Auflage dieses Buches die weite Verbreitung des Pyroxen in dieser Gesteinsfamilie dargethan worden war. Mügge schlug einen z. Th. andern Weg ein in seiner Arbeit über die Azoren-Gesteine. Wollte man sich diesem Principe anschliessen, so würde man analog den äquivalenten Tiefengesteinen die Trachyte in Amphibol-, Biotit- und Pyroxen-Trachyte gliedern

können, wobei allerdings die Amphiboltrachyte nicht wie die Amphibolsyenite die grösste, sondern nur eine winzig kleine Gruppe in der Gesammtfamilie bilden würden. Eine solche Gruppirung würde indess gewisse Typen aus einander reissen, welche chemisch unbedingt zusammengehören und manche andere einigen, die wenig mehr als die Mineral-Combination in den Einsprenglingen gemein haben. Derartige Betrachtungen leiteten wohl Mügge, als er die Azorengesteine nach habituellen Verschiedenheiten in typische Trachyte, andesitische Trachyte und Akmittrachyte eintheilte. Wir adoptiren diese Gliederung im Wesentlichen und unterscheiden eigentliche Trachyte, phonolithische Trachyte und andesitische Trachyte. Dabei sind zunächst noch die Trachytgläser aus oben angegebenen Gründen und die sogenannten Sanidinite desswegen ausgeschlossen, weil sie allenthalben nur in losen Massen von zweifelhafter geologischer Stellung auftreten.

Die eigentlichen Trachyte sind typisch porphyrische Gesteine von hellgrauer, hellgelber bis weisslicher, selten fleckig oder flammig wechselnder Farbe, von rauhem Anfühlen und mit vorwiegend krystalliner Grundmasse, wenn man von den spärlichen glasigen Ausbildungsformen absieht. Das rauhe Anfühlen, wonach diese Gesteine von Hauy benannt wurden, ist wesentlich durch die angenähert holokrystalline Beschaffenheit, z. kl. Th. durch die bimssteinartige Natur der Glasbasis bedingt. Nach der einsprenglingsartig auftretenden Mineralcombination sind die eigentlichen Trachyte theils Biotit-, theils Amphibol-, theils Augittrachyte. Ganz biotitfreie Amphiboltrachyte, also Formen, welche der älteren Definition der Trachytfamilie entsprechen würden, dürften sehr selten sein. Sie werden von v. Drasche in compacten Massen und als Fragmente in Bimsstein-Ausbildung von Luzon mehrfach erwähnt. Amphiboltrachyte mit mehr oder weniger reichlichem Biotit kommen etwas verbreiteter, aber immerhin spärlich vor. Calderon giebt sie vom Cabo de Gata, Schwerdt aus der chinesischen Provinz Schantung an. Hier sind sie mit den Biotittrachyten zusammengefasst. Wir unterscheiden bei den eigentlichen Trachyten nach Zusammensetzung und Structur die folgenden Typen:

Der Drachenfels-Typus ist mineralogisch dadurch charakterisirt, dass neben Sanidin und Oligoklas der Biotit, recht selten die Hornblende als intratellurische Bildung herrscht, während der Augit auf die Effusionsperiode beschränkt ist, seltener bereits unter den Einsprenglingen vorkommt. Der Gehalt an Eisenerzen und

eisenhaltigen Silicaten ist sehr gering unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse. Die letztere ist ein vorwiegend holokrystallines oder doch glasarmes Gewebe von idiomorphen Feldspathmikrolithen, unter denen polysynthetisch gestreifte meistens ganz fehlen.

Die Grundmassen-Feldspathe sind bald in der Form gedrungener Säulchen ausgebildet, welche demnach fast immer quadratische oder kurzrectanguläre Durchschnitte liefern, oder aber sie bilden lange und schmale Säulchen, deren Längsaxe stets Axe grösster Elasticität, also wohl a ist. Beide Formen gehen mannichfach in einander über und sind daher nicht wohl zu trennen, obschon sie bei extremer Ausbildung sehr abweichenden Habitus bedingen. Im ersten Falle hat die Grundmasse, von dem hier fehlenden Quarz abgesehen, den Charakter der Grundmasse der Orthophyre und mag danach kurz als orthophyrisch bezeichnet werden. Das ist die Entwicklung der Grundmasse z. B. in den Gesteinen vom Ölberg, von der Perlenhardt im Siebengebirge, vom Mont Dore, von Kalamaki (Griechenland), Monselice (Euganäen), in zahlreichen Domiten der Auvergne, und nach den Beschreibungen von v. John, Schwerdt und Stelzner in den Trachyten des Maglajer Schlossberges in Bosnien, der Provinz Shantung und der Puente del Inca. Am deutlichsten wird dieselbe, wenn geringe Mengen einer Basis hier die Rolle des Quarzes in den Orthophyrgrundmassen übernehmen. Wo diese fehlt, da hindern sich natürlich die Feldspathindividuen der Grundmasse gegenseitig an der vollkommen idiomorphen Entwicklung, die Structur der Grundmasse geht dann in das hypidiomorph-körnige oder auch in das allotriomorph-körnige über, wofür die Siebengebirgstrachyte Beispiele liefern. Der Eintritt einer meistens gelblichen bis farblosen Glasbasis in zarten Schleiern um die Feldspathmikrolithe und als spärliches Cäment zwischen denselben ändert den Charakter ebensowenig, wie die spärlichen Bisilicate der Grundmasse. Die Basis ist gelegentlich zu büschelförmigen Faser- oder Schüppchenaggregaten von wohl mikrofelsitischem Charakter entwickelt (Rönsdorfer Thal im Siebengebirge). Wo sie an Menge zunimmt, treten die mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode mehr und mehr zurück und so entwickeln sich echte vitroporphyrische Facies (Auvergne, Ungarn, nach Bussati's Beschreibung Tolfa), die zu echten Hyalotrachyten (Trachytbimssteinen, Trachytobsidianen und Trachytpechsteinen) hinüberführen.

Als weiter verbreitet und geradezu als typisch darf man die-

jenige Ausbildung bezeichnen, bei welcher die Feldspathmikrolithe der Grundmasse lang leistenförmig sind. Dieselben ordnen sich dann fast stets mit ihren Längsaxen parallel zu zierlichen fluidalen Zügen, welche sich stromartig um die grösseren Einsprenglinge winden. Auch hier fehlt oft jede Spur sicher nachweisbarer Basis und daher haben französische Forscher diese Structur geradezu als mikrolithisch bezeichnet. Der Charakter derselben wird ebenfalls weder durch die spärlichen Bisilicate, noch durch geringe Mengen einer Glasbasis verwischt. Dieselbe möge hier kurz trachytische Structur genannt werden (Taf. V Fig. 2). Sie steht der pilotaxitischen Structur der Augitporphyrite und bei Anwesenheit etwas reichlicherer Glasbasis der hyalopilitischen Structur dieser Gesteine sehr nahe. — Modificationen derselben werden besonders dadurch bedingt, dass die Breitedimensionen der Feldspathleistchen stark abnehmen, so dass diese selbst bei starken Vergrösserungen nur strichartig erscheinen, sich dann gern biegen, trichitisch ausfasern und statt der fluidalen eine oft sphärolithische Anordnung zeigen. Der Habitus der Grundmassen wird hierbei oft anscheinend mikrofelsitisch, doch beweist der stets negative optische Charakter der parallel oder radial gruppirten Fasern, sowie die Übergänge in bestimmbare Mikrolithe ihre Feldspathnatur. Je feiner die Faserung dieser Feldspathe wird, um so reichlicher pflegt eine gewöhnlich dunkle, selten hellgelb gefärbte Glasbasis, oft mit reichlichen opaken krystallitischen Gebilden beigemengt zu sein. Vorzügliche Beispiele dieser Structur bei mehr oder weniger holokrystalliner Entwicklung liefern die Trachyte des Siebengebirges, des Westerwaldes (Hülsberg, NO. von Wirges), Böhmens, des nördlichen Hessen-Darmstadt u. a. Die mehr glasreichen und anscheinend mikrofelsitischen Formen finden sich recht spärlich in euganäischen und in azorischen Vorkommnissen.

Die Verbreitung des Drachenfels-Typus, wenn man eine gewisse Latitüde gestattet, ist eine sehr grosse. Ihm gehören (mit Ausnahme des Gesteins vom Kühlsbrunnen) die Vorkommnisse des Siebengebirges und seiner Umgebungen (das früher als Liparit geltende, von Laspeyres als Trachyt erkannte Gestein von Borkum weicht in mancher Beziehung, besonders aber durch unverkennbare Spuren kataklastischer Structur aus der Reihe; der fast vollkommen mangelnde Biotit, der Gehalt an blauem Amphibol stellt es in die Nähe der phonolithischen Trachyte), des Westerwaldes, Böhmens (Brokasch, Kostenblatt) und der neuerdings von Chelius beschrie-

benen hessischen Localitäten an (Sporneiche unfern Thomashütte, südlich von Urberach, Dietzenbach, Hohberg bei Heusenstamm; die Gesteine sind glimmerarm und der Biotit überdiess unter Rücklassung von Rostflecken vielfach verwittert). — Die hierher gehörigen ungarischen Vorkommnisse der Gegend von Kremnitz, Schemnitz und Nagy-Banya (Ober-Fernezelly) spielen stark hinüber in die andesitischen Trachyte durch Reichthum an Plagioklas und Augit unter den Einsprenglingen und Annäherung an hyalopilitische Structur mit dunklem Glase, oder aber sie stehen den Felso- und Hyaloliparіten derselben Gegenden so nahe, dass man sie besser mit ihnen vereinigt. — In den Euganäen treten neben normalen Trachyten vom Drachenfels-Typus (Monselice) auch Übergänge in die andesitischen Trachyte auf (Battaglia). — Sehr reichhaltig ist der Drachenfels-Typus in der Auvergne entwickelt, so im Ravin de la Craie (Sanidin hat auffallend oft Oligoklaskerne), Plateau de la Durbize (mit ziemlich reichlicher brauner Glasbasis), Vallée de la Cour (auffallend reich an Biotit- und Augit-Einsprenglingen), Ravin des Egravats (mit reichlichem Bimssteinglas), Val de l'Enfer. Ebenso gehören hierher die Domite dieser Provinz, deren auffällig hoher Gehalt an SiO_2 theils durch Ausscheidungen von Tridymit, theils durch nicht unbeträchtliche Mengen einer wasserhellen bis gelblichen Obsidianglasbasis seine Erklärung findet. — Nach der Darstellung Hussak's rechne ich hierher die Trachyte vom Schaufelgraben, Gleichenberger Kegel und Schlossberg bei Gleichenberg in Steiermark, welche andererseits durch ihren hohen Eisengehalt an Pantellerite gemahnen. — Ebenso gehören hierher wohl nach der Beschreibung von Blaas die holokrystallin-porphyrischen Trachyte des Siakuh-Gebirges in Persien, denen, wie das auch sonst vorkommt, der Augit gelegentlich fehlt, während die sonst nahe verwandten, durch Übergänge in vitroporphyrische Formen charakterisirten Demavend-Trachyte durch gelegentliches Eintreten des Hypersthen in eine Abtheilung der andesitischen Trachyte hinüberspielen. — Mügge beschreibt diesem Typus verwandte Formen unter den azorischen Gesteinen, Wadsworth einen Strom am Marblehead Neck bei Philadelphia, Stelzner als 110 m. mächtigen Lagergang in cretacischen Schichten der Cordillere von Mendoza.

Seiner mineralogischen Zusammensetzung nach würde hierher auch der von mir beschriebene Glimmertrachyt vom Monte Catini bei Volterra gehören; doch giebt ihm der grosse Reichthum an Biotit und Augit, welche einsprenglingsartig hervortreten, während

die (oft zu radialen Gruppen vereinigten) Feldspathe wesentlich der Grundmasse angehören, einen entschieden lamprophyrischen Charakter. Weitere Untersuchungen an neuerem Material liessen in diesem Gestein auch die bei Lamprophyren so häufigen Pilitpseudomorphosen erkennen, welche auf einen ursprünglichen, allerdings recht spärlichen Olivingehalt schliessen lassen.

Der Ponza-Typus umfasst eigentliche Trachyte, welche ihrem ganzen Habitus nach dem Drachenfels-Typus nahe stehen, sich aber von diesem durch das mehr oder weniger vollständige Fehlen des Biotits unter den Einsprenglingen unterscheiden. Die Stelle dieses, während der intratellurischen Periode des Gesteins wahrscheinlich vielfach vorhandenen, aber nahezu vollständig resorbirten Gemengtheils übernimmt ein grüner oder gelber Augit. Die Gesteine sind also Augittrachyte. Die frühere Häufigkeit des Biotits ergiebt sich aus dem Vorhandensein von Magnetit-Augit-Häufchen in oben beschriebener Form, sowie aus dem Vorhandensein dieses, auch gelegentlich von Olivin begleiteten Minerals, in unverändertem Zustande in Nestern mit Augit und Plagioklas, welche als sehr alte intratellurische Ausscheidungen gewissermassen fremdartig im Gestein auftreten. Der Trachyt des Ponza-Typus nähert sich durch das Vorkommen von Nephelin und Sodalith in Drusenräumen, selten im eigentlichen Gesteinsgewebe, durch Aegirin- und Akmitmäntel um die Augite, und durch Natron- und Eisen-reiche Bisilicate in der Grundmasse an manchen Orten den phonolithischen Trachyten. Die Structur des Ponza-Typus ist vorwaltend die trachytische; orthophyrische Ausbildung wurde nirgends beobachtet. Gerade hier sinken die Feldspath-Mikrolithe oft zu trichitischen Formen herab und bedingen so einen anscheinend mikrofelsitischen Habitus. — Die Repräsentanten dieses Typus treffen wir besonders in den phlegräischen Feldern (Camaldoli, Monte nuovo, Astroni, Solfatara, Monte Olebano), sowie auf Ischia und am Monte della Guardia u. a. O. auf der Insel Ponza. Auch der durch seine schlierige Verwebung dunklerer und hellerer Gesteinstheile bekannte Piperno von Pianura und Soccavo gehört diesem Typus an. Die dunkleren Flecken unterscheiden sich von dem Hauptgestein (nach Kalkowsky's Untersuchungen) nur durch höheren Gehalt an Magnetit, durch grössere Porosität und durch den Mangel der sphärolithischen Ordnung der Sanidine, welche in dem Hauptgestein reichlich vorkommt.

Auch dieser Typus hat eine nicht unbeträchtliche Verbreitung. So beschreibt ihn Becke vom Dumlydagh in Armenien, Doelter

vom Monte Ferru in Sardinien, Mügge von S. Miguel und Fayal unter seinen domitischen Trachyten. — Renard's Beschreibungen lassen ihn unter trachytischen Gesteinen der Kerguelen-Gruppe und der Insel Ascension erkennen. An der letztgenannten Localität sind besonders Abarten interessant, denen die intratellurischen Ausscheidungen mehr oder weniger fehlen, und andere, welche durch vitroporphyrische Ausbildungen zu Trachyt-Obsidianen hinüberführen. Renard betont die Übergänge dieser Gruppe einerseits nach den Quarztrachyten, andererseits nach den Andesiten hin.

Die Gruppe der phonolithischen Trachyte steht ihrem äusseren Habitus nach den eigentlichen Trachyten sehr nahe, ist aber oft durch eine dünnplattige Absonderung mit fettig glänzenden und sich ebenso anfühlenden Absonderungsflächen, durch grünliche Töne in der stets hellen Farbe, sowie durch den Mangel oder die Seltenheit von grossen makroskopischen Einsprenglingen charakterisirt. Chemisch ist das Herrschen des Natrons gegenüber dem Kali bedeutsam, mineralogisch das ziemlich allgemeine Fehlen von Biotit und Amphibol, die Herrschaft des Pyroxens unter den farbigen Gemengtheilen der Einsprenglinge und der Grundmasse. Die Neigung zu holokrystalliner Ausbildung ist grösser, als in irgend einer andern Gruppe. — Das Attribut „phonolithisch" soll nicht etwa eine Abnahme des für die eigentlichen Trachyte charakteristischen Kieselsäuregehalts andeuten, sondern das für Trachyte ungewohnte Auftreten von charakteristischen Gemengtheilen der Phonolithe (Aegirin, Akmit, Sodalith) und das nahezu absolute Fehlen freier Kieselsäure. Hier und in dem Ponza-Typus sind wohl die Pantellerite der trachytischen Gesteine zu suchen. — Auch in dieser Gruppe kann man zwei Typen unterscheiden, die Sodalith-Trachyte und die Akmit-Trachyte.

Die nahe Verwandtschaft der Sodalith-Trachyte mit dem Ponza-Typus drückt sich schon darin aus, dass beide an den wenigen Orten, wo wir sie mit Sicherheit kennen, in engster geologischer Verknüpfung auftreten und durch zahlreiche Übergänge mit einander verbunden sind. Die maassgebenden Repräsentanten haben wir in den an früherer Stelle genannten Localitäten der Insel Ischia zu suchen. Die Structur ist hier fast durchweg holokrystallin und trachytisch; nur selten ist eine spärliche gelbe Glasbasis als feiner Schleier zwischen den Grundmasse-Gemengtheilen zu erkennen. Der Sodalith ist nirgends in grösserer Menge als eigentliches Gesteinselement vorhanden. In hohem Grade bezeichnend ist es, dass

die bisher in ihrem Auftreten ausschliesslich an Elaeolithsyenite gebundenen Mineralien Laavenit und Rinkit ziemlich regelmässig in lappigen Blättchen den Sodalith-Trachyten Ischias (Castel d'Ischia, Scarrupata, Gehänge des Epomeo) und den nahe verwandten Akmit-Trachyten der Azoren beigemengt gefunden wurden.

Einen von den echten Sodalith-Trachyten sehr abweichenden Habitus zeigen die als Laacher-See-Trachyte bekannten losen Massen. Sie sind auch chemisch von denselben ziemlich verschieden und besitzen eine trotz allen Wechsels durchweg andere Structur. — Nach Calderon würden Sodalith-haltige Trachyte auch am Cabo de Gata vorkommen.

Als Akmit-Trachyte bezeichnete Mügge Gesteine von Sete Cidades, Lagoa do Fogo, Val de Furnas und Lagoa do Congro auf S. Miguel, sowie von der Insel Terceira, deren Phonolithähnlichkeit er gebührend betont, wie ihm auch der eigenthümliche Charakter der Feldspatheinsprenglinge nicht entging. Dieselben scheinen vorwiegend dem Anorthoklas anzugehören, was vielleicht auch für die Ischianischen Sodalith-Trachyte gelten dürfte. Die Structur ist auf den Azoren durchweg holokrystallin, wobei die Feldspathmikrolithe niemals zu trichitischer Feinheit herabsinken. Die keilförmigen Interstitien dieser werden von Akmit, Aegirin und arfvedsonitartigem Amphibol (oder vielleicht auch Cossyrit) derart erfüllt, dass diese dort, wo die Feldspathe quergeschnitten wurden, Kränze um dieselben bilden. Der Reichthum an mikrolithischen Bisilicaten der Effusionsperiode ist grösser als bei den eigentlichen Trachyten. Vielleicht verdient auch die Häufigkeit von Titaneisenglimmer in der Grundmasse Erwähnung.

Im Massai-Lande treten nach Mügge gleichfalls Akmit-Trachyte von analoger Zusammensetzung, aber mit accessorischem Sodalith auf. Interessanterweise aber ist hier die Structur vitroporphyrisch, indem die Feldspathindividuen der Grundmasse durch ein z. Th. globulitisch-gekörneltes, auch schlieriges, braunes Glas verkittet werden, welches sich bis zum Verschwinden der mikrolithischen Ausscheidungen anhäufen kann. Ja selbst unter den Einsprenglingen fehlen in bimssteinähnlichen Formen dieses Gesteins die Feldspathe, so dass also dessen Effusion in einen frühen Abschnitt der intratellurischen Periode des Gesteins fallen muss. — Ihrer Zusammensetzung nach würden auch die Trachyte vom Monte di Cuma in den phlegräischen Feldern und vom Kühlsbrunnen im Siebengebirge zu den Akmit-Trachyten zu stellen sein. Der erstere enthält in

dem mir vorliegenden Handstücke nur gelben Akmit, der letztere nur grünen Aegirin in langen Nadeln als farbige Silicatgemengtheile. Doch ist die Structur in beiden Gesteinen mehr trachytisch. — Noch immer nicht vollständig aufgeklärt ist die eigenthümlich rund poröse Structur des letzteren Gesteins. Dieselbe ist in ganz frischen Handstücken nicht vorhanden und muss daher wohl durch Auswitterung von Bestandmassen des Gesteins herrühren. Vogelsang (Philosophie der Geologie. S. 186) dachte an Magnetit oder amorphe Substanzen, Zirkel (Mikroskop. Beschaffenheit der Miner. u. Gest. 383) an stark poröse kleine Feldspathe. In frischen Stücken findet man den Raum der später leeren Poren von einer z. Th. isotropen, z. Th. kryptokrystallinen bräunlichgelben Substanz erfüllt, welche gelegentlich auch in radialstrahligen Sphärolithen von optisch positivem Charakter ausgebildet erscheint und zwar so, dass ein einziger Sphärolith den späteren Hohlraum einnimmt. — Eine sehr verwandte Porosität zeigen die eigentlichen Trachyte vom Ölberg im Siebengebirge, Alsberg in der Rhön, Brokasch in Böhmen u. a.

In Brasilien treten Akmit-Trachyte in einer eigenthümlichen Gangformation zusammen mit Phonolith, Nephelinit, Limburgit u. s. w. auf, welche an mehreren Localitäten (Cabo Frio und Serra de Tinguá in der Provinz Rio de Janeiro, Serra do Poço de Caldas in Minas Geraes) nach Derby's Beobachtungen auffallend regelmässig die Elaeolithsyenite begleitet.

Die Gruppe der andesitischen Trachyte theilt mit den normalen Trachyten das rauhe Anfühlen, aber die Farben sind dunkler, grau bis schwärzlichgrau, selten bräunlich, der Typus lavaähnlich, das specifische Gewicht höher. Als Einsprenglinge treten die Feldspathe gern in grossen Individuen hervor, Pyroxen ist reichlich, Olivin oft schon mit blossem Auge erkennbar. Der gestreifte Feldspath tritt mehr hervor gegenüber dem Sanidin. Wenn Biotit oder Amphibol vorkommen, was durchaus nicht selten ist, so haben sie doch mehr den Charakter von accessorischen Gemengtheilen. Die Grundmasse ist selten holokrystallin, ihr Gehalt an farbigen Silicaten und an Eisenerzen ist weit höher. Eine Neigung zu vitroporphyrischer Structur ist bei dieser Gruppe unverkennbar. — Wir unterscheiden zwei Typen, die Biotit-Hypersthen-Trachyte und den Arso-Typus.

Als Repräsentanten der Biotit-Hypersthen-Trachyte betrachte ich sehr nahe verwandte Gesteine vom Monte Amiata, Pallanzano bei Viterbo, Belvedere del Principe zwischen Brac-

ciano und Cervetri, welche ich der Liebenswürdigkeit der Herren Carlo de Stefani in Florenz und Bucca in Rom verdanke. In reichlicher, selten farbloser, meistens gelbbrauner bis brauner, auch wohl in Strähnen verschiedenfarbiger Glasbasis liegen Einsprenglinge von Biotit, Hypersthen, Augit, reichlichem Labrador und Sanidin nebst Magnetit, Apatit und Zirkon. Die Basis ist oft ziemlich frei von mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode und führt dann gern fluidal geordnete Porenreihen und krystallitische oder trichitische Gebilde. In andern Fällen treten neben meistens stark vorherrschenden Feldspathmikrolithen sehr wechselnder Dimensionen solche von Augit (er verwittert zu Eisenhydroxyd), auch wohl von Biotit, niemals von Hypersthen auf. Im Allgemeinen stören diese Ausscheidungen der Effusionsperiode den typischen vitroporphyrischen Charakter der Structur nicht. Wo jedoch dieselben die Glasbasis mehr oder weniger verdrängen (Monte Amiata), da wird die Structur trachytisch, nicht andesitisch. In einem Handstück vom Monte Amiata waren manche Sanidine randlich trübe in ähnlicher Weise, wie das so oft bei den aus Gneiss oder Granit mechanisch aufgenommenen Orthoklasen der Lamprophyre der Fall ist.

Bucca, der einige hierher gehörige Gesteine aus der Umgebung von Bracciano und Cervetri beschreibt, stellt sie zu den Augit-Andesiten und giebt an, dass das Gesteinsglas auch stellenweise mikrofelsitisch werde. Das würde für die auch sonst nicht unwahrscheinliche Annahme sprechen, dass das Glas ein Pechsteinglas sei. — Seiner mineralogischen Zusammensetzung nach gehört hierher ein rothbrauner, biotitreicher Trachyt von Mocsar in Ungarn, dessen Grundmasse bei spärlichem Glasgehalt eine vorzüglich deutliche orthophyrische Structur besitzt. — Aus andern Trachytgebieten sind mir noch keine Repräsentanten dieses Typus bekannt geworden. In der palaeovulkanischen Reihe finden sich keine Analoga; ebensowenig bei den Tiefengesteinen. Der SiO_2-Gehalt dieser Gesteine ist nicht bestimmt, dürfte aber trotz des Labradors nicht unbeträchtlich sein. Die hier gegebene Charakteristik derselben beruht z. Th. auf bisher unveröffentlichten Untersuchungen, welche Herr Novarese an einem Vorkommen aus dem Gebiete des Monte Amiata ausführte.

Der Arso-Typus stützt sich auf das Material des bekannten Flankenstromes des Epomeo auf Ischia vom Jahre 1302, auf gewisse Auvergner Trachyte (Gegend von Murat und Mont Dore) und solche von S. Miguel (Sete Cidades, Lagoa do Fogo, Povoação,

Salto da Ribeirinha) und Fayal (Flamengos und Boden der Caldera). Die Azoren-Gesteine wurden von HARTUNG als Trachydolerite beschrieben, eine den Habitus recht gut bezeichnende Benennung. Sie spielen nach ihrem chemischen und mineralogischen Bestande, sowie nach ihrem Habitus deutlich in Basaltgesteine hinüber. Es sind ganz wesentlich Augit-Trachyte; Augit ist unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse das herrschende und reichliche Bisilicat. Die gelegentlich vorkommende Hornblende und der Biotit sind ganz accessorisch. Olivin tritt häufig auf, Eisenerze pflegen reichlich vorzukommen als alte Ausscheidungen und in feinster Vertheilung in der Grundmasse. Diese ist wesentlich trachytischer Natur, insofern die Feldspathmikrolithe die typische Leistenform haben, basaltischer Natur dagegen durch den hohen Augitgehalt. Hypersthen fehlt ganz. Die nicht selten reichliche Basis ist grau gefärbt und fein von Magnetit durchstäubt. — Hierher gehört vielleicht auch ein von BEHRENS beschriebener olivinhaltiger Trachyt vom Karanggoea in Westjava. — Eine vorzügliche vitroporphyrische Ausbildungsform dieses Typus liegt in dem bekannten sogenannten Obsidian aus den Tuffen des Rotaro in Ischia vor. — Charakteristisch für diesen Typus ist es, dass sich Olivin und Biotit offenbar meiden; wo der eine erscheint, fehlt der andere als accessorischer Gemengtheil.

Ebenso gehören auch wohl hierher Trachyte, welche BUCCA von der Rocca Monfina beschreibt und deren Augit den Pleochroismus gewisser Phonolith-Augite besitzt. BUCCA betont ihre Übergänge in Andesite, während andererseits durch reichlichen Biotit eine Annäherung an den Drachenfels-Typus vorzukommen scheint.

Als Hyalotrachyte und Trachytgläser sind hier einige wenige Gesteine zusammengefasst, deren Zugehörigkeit zu einem bestimmten Typus nicht sicher feststeht. — MÜGGE beschreibt zwei Gruppen von der Insel S. Miguel; die eine, durch hellgelbes bis dunkelbraunes Obsidianglas ausgezeichnet, tritt an der Westseite der Insel in der Nähe der Caldeira das Sete Cidades auf und bildet wesentlich den oberen Kraterrand, die andere durch reichliche sphärolithische, z. Th. auch mikrofelsitische Entwicklung der Grundmasse charakterisirte Gruppe findet sich in Stromform und als Auswürflinge im Thal von Povoação, im Val de Furnas und in der Lagoa do Fogo. Ein schlierenförmiger Wechsel von verschiedenfarbigem Gesteinsglase oder von compacten und bimssteinartig porösen, auch wohl von glasigen und mikrofelsitischen Strähnen erzeugt eine Art eutaxitischer Structur, welche äusserlich an die

flammige Zeichnung des Piperno erinnert. Die spärlichen Einsprenglinge sind Sanidin, Biotit und Augit. Hervorgehoben zu werden verdient der Umstand, dass in den Trachytgläsern dem Biotit die Resorptionshöfe von Augit und Magnetit fehlen; die Erstarrung vollzog sich zu rasch. Es geht hieraus deutlich hervor, dass die Resorption des Biotit erst in der Effusionsperiode des Gesteins stattfand. Die Glasbasis ist meistens sehr reich an Feldspathmikrolithen, die sich oft trichitisch gabeln und ausfransen und zu Büscheln und echten Sphärolithen mit optisch negativem Charakter der Fasern gruppiren. Diese Büschel und Sphärolithe heften sich besonders da, wo sie spärlich sind, gern an die Feldspathkrystalle. Zwischen die Strahlen der Büschel ist dunkles Glas, oft mit trichitischen und krystallitischen Ausscheidungen, oft auch ohne diese eingeklemmt. Dass das Glas in den Sphärolithen dunkler erscheint, als in der sphärolithenfreien Gesteinsmasse, hat wohl wesentlich seinen Grund in der hier durch die Feldspathbildung bedingten Anreicherung des Pigments in dem rückständigen Glase. — Wenn das ganze Gestein sphärolithisch entwickelt ist, glaubt man, wie bei manchen Lipariten (S. 565) bei schwacher Vergrösserung ein allotriomorph-körniges Aggregat zu sehen. Wo nur spärliche Feldspathmikrolithenbildung statthatte, begegnet man öfter der Tafelform nach M bei denselben, und der Übereinanderlagerung solcher Täfelchen nach dem Karlsbader Gesetz. — Sobald die Glasbasis einen mikrofelsitischen, schuppig-fasrigen Habitus annimmt, stellen sich neben den negativen Feldspathsphärolithen auch die positiven Mikrofelsitsphärokrystalle ein (oft mit hellgelbem Glassaum), die abgesehen von der tieferen Farbe sehr denen der liparischen Obsidiane ähneln. — Die geologisch mit diesen Trachytobsidianen zusammengehörigen Bimssteine haben auffallenderweise wasserhell durchsichtiges Glas im Gegensatz zu dem gelben bis braunen der Obsidiane.

Einen Trachytpechstein mit dunkelbraunem Glase beschreibt Bucca vom Monte Cerchiara im Gebiet von Bracciano. Derselbe zeigt nach der Beschreibung grosse Verwandtschaft mit den Trachytobsidianen von S. Miguel.

Mit welchem Rechte die allenthalben nur als lose Auswurfsmassen oder als Einschlüsse in Laven, und zwar auffallenderweise in basischeren Laven auftretenden, durch ihre miarolitisch-körnige Structur und ihren Reichthum an mannichfachen Drusenmineralien ausgezeichneten Sanidinite zu den Trachyten gestellt werden, ist schwer zu sagen. Dieselben besitzen, soweit ich sie kennen

lernte, nirgends die Structur der effusiven, sondern ganz entschieden das normale, durch dynamische Vorgänge nicht veränderte Gewebe von Tiefengesteinen. Danach könnte man sie entweder für fremde, aus der Tiefe mit emporgerissene Fragmente plutonischer Massen, oder für alte intratellurische Bildungen effusiver Magmen ansehen. Beide Annahmen sind nicht auf einfache Weise mit dem Mineralbestande derselben, der einerseits ein sehr schwankender, andererseits wegen des fast allenthalben nachgewiesenen Gehalts an einem Skapolithmineral ein ungewöhnlicher ist, in Einklang zu bringen. Wenn sie alte Ausscheidungen aus dem Eruptivmagma wären, sollten sie basischer sein als dieses. Das Umgekehrte ist der Fall. Der häufige Gehalt an Sodalith oder Nosean weist mehr auf phonolithische, als trachytische Magmen hin. — Der Reichthum an Drusenmineralien seltener Art deutet auf gewaltige Einwirkungen von agents minéralisateurs. Ich möchte noch hervorheben, dass die Sanidinite des Laacher Sees mit dem Laacher See-Trachyt nahe verbunden sind, von diesem oft eingehüllt werden, dass ich vom Arso-Strom Stücke abschlug, welche Sanidinit ähnlich den des Laacher Sees einhüllten. Die chemische Zusammensetzung des Laacher See-Trachyts ist ziemlich verwandt derjenigen des Arso-Stromes. Auf S. Miguel treten die den Laacher Sanidiniten überaus ähnlichen Sanidinite als lose Auswürflinge des Ausbruchs vom Jahre 1563 in der Lagoa do Fogo ebenfalls mit Trachyten vom Arso-Typus zusammen auf*.

Die Tuffe der Trachyte

sind bisher kaum Gegenstand eingehender mikroskopischer Untersuchungen gewesen. Von den zu Häupten dieses Abschnitts citirten Arbeiten enthalten diejenigen von Angelbis, Brauns, Gümbel und Sandberger Mittheilungen über Bimssteinsande und Tuffe, welche mit den Westerwälder Trachyten in Beziehung stehen, Doelter beschreibt kurz Trachyttuffe vom Monte Ferru auf Sardinien, v. Drasche solche von Luzon, J. Roth solche der phlegräischen Felder.

* Die interessante Arbeit von Lucius L. Hubbard über die Nosean-führenden Auswürflinge des Laacher Sees in T. M. P. M. 1887. VIII. Heft 5 kam mir zu spät zu Handen, um noch Berücksichtigung finden zu können.

III. B. c. Die Familie der phonolithischen Gesteine.

Literatur.

Sam. Allport, On the structure of a Phonolithe of the Wolf Rock. Geol. Mag. 1871. VIII. No. 84. 247 u. 1874 (2). I. No. 124. 462.

J. Bernath, Beiträge zur Kenntniss des Noseanphonoliths vom Hohentwiel. Bern. 1877.

Em. Boricky, Über Phonolithe. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. Prag. 19. April 1871.

— Über die Nephelinphonolithe Böhmens. Ibid. 1874.

— Petrographische Studien an den Phonolithen Böhmens. Arch. d. naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung Böhmens. Vol. III. Abthlg. II. Heft I. Prag. 1874.

L. Bourgeois, Sur un gisement de néphéline au Mezenc (Haute-Loire). Bull. soc. min. Fr. 1883. VI. 16.

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend SW vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Berlin. 1881.

J. H. Caswell, Microscopical petrography of the Black Hills of Dacotah. Washington. 1880.

C. Doelter, Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. d. K. Akad. Wiss. Wien. 1878. XXXIX.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz. 1882.

Ernst von Eckenbrecher, Untersuchungen über Umwandlungsvorgänge in Nephelingesteinen. T. M. P. M. 1880. III. 1—35.

A. B. Emmons, On some phonolithes from Velay and the Westerwald. Leipzig. 1874.

C. Fr. Föhr, Die Phonolithe des Hegaus mit besonderer Berücksichtigung ihrer chemischen Constitution. Würzburg. 1883.

H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.

K. von Fritsch und W. Reiss, Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur. 1868.

C. W. Gümbel, Phonolith von Fernando de Noronha. T. M. P. M. 1879. II. 188.

E. Hussak, Über Einschlüsse und Ausscheidungen in Eruptivgesteinen. L. J. 1885. II. 78—80.

G. Jentzsch, Beiträge zur Kenntniss einiger Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges. Z. D. G. G. 1856. VIII. 167.

Ant. Koch, Neue Beiträge zur Geologie der Frusca Gora in Ostslavonien. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1876. XXVI. 1.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1872. 351—357.

O. Luedecke, Der Phonolith der Heldburg bei Coburg. Ztschr. f. d. ges. Naturw. Halle. 1879. LII. 266—302.

P. Mann, Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung einiger Augite aus Phonolithen und verwandten Gesteinen. L. J. 1884. II. 172.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 252.

A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. XCVIII. No. 22. 1884.

H. Möhl, Über die mineralogische Constitution und Eintheilung der Phonolithe. L. J. 1874. 38—43.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta der Leop.-Carol. Deutsch. Akad. Naturforscher. Dresden. 1873. XXXVI.

G. vom Rath, Skizzen aus dem vulkanischen Gebiete des Niederrheins. Z. D. G. G. 1866. XVIII. 568—584 u. 1868. XX. 289—303.

— Mineralogisch-geognostische Fragmente aus Italien. Z. D. G. G. 1860. XII. 29—40; 1862. XIV. 655—675 u. 1864. XVI. 73—113.

A. Renard, Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Bull. Mus. Roy. Belg. 1886. IV. 223.

— Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882 (3). III. No. 4.

— Notice sur les roches des îles Inaccessible et Nightingale (Groupe de Tristan da Cunha). Bull. Acad. Roy. Belgique. 1887 (3). XIII. No. 3.

Justus Roth, Gesteine von Aden. M. B. A. 13. Januar 1881.

Ad. Sauer, Untersuchungen über die phonolithischen Gesteine der canarischen Inseln. Zeitschr. f. d. ges. Naturwiss. Halle. 1876. XLVII.

— Erläuterungen zu Sectionen Kupferberg und Wiesenthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884.

— Über ein kürzlich aufgefundenes, nordisches Phonolith-Geschiebe aus dem Diluvium von Machern, östlich von Leipzig. Ber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1882.

F. Schalch, Erläuterungen zu Section Johanngeorgenstadt der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 263—284.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. 33—37.

H. Vogelsang, Über die natürlichen Ultramarinverbindungen. Mededeel. kon. Akad. Wetensch. 2. Reeks. Deel VII. Amsterdam. 1873.

L. van Werveke, Phonolith von Msid-Gharian. L. J. 1880. II. 275—281.

— Über den Nephelinsyenit der Sierra de Monchique im südlichen Portugal und die denselben durchsetzenden Gesteine. L. J. 1880. II. 141.

Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Zusammensetzung der Phonolithe. Pogg. Ann. 1867. CXXXI. 298.

— Über die mikroskopische Structur der Leucite und die Zusammensetzung der leucitführenden Gesteine. Z. D. G. G. 1868. XX. 97.

Der Begriff Phonolith ist hier in z. Th. weiterer, z. Th. engerer Begrenzung genommen worden, als das von verschiedenen anderen Seiten vor und nach Einführung der mikroskopischen Methode geschehen ist. Ich fasse unter dem Sammelnamen Phonolithische Gesteine alle diejenigen Effusivmassen der neovulkanischen Reihe zusammen, welche sich bei normaler porphyrischer Structur mineralogisch durch die quarzfreie Combination eines Alkalifeldspaths (im Allgemeinen Sanidin) mit einem oder beiden der Mineralien Nephelin und Leucit charakterisiren. Unter den phonolithischen Gesteinen sind hier also auch die sogenannten Leucitophyre, Noseanphonolithe des niederrheinischen Vulkangebiets und Leucittrachyte eingerechnet, während diejenigen Felsarten ausgeschlossen sind, in denen ein Kalk-Natronfeldspath die Stelle des Sanidins einnimmt. Die letzteren sind als Tephrite an anderer Stelle in einem eigenen Capitel behandelt. Die eigentlichen phonolithischen Gesteine stehen in ihrer Hauptabtheilung zu den Trachyten in einer analogen Beziehung, wie die Elaeolithsyenite zu den Syeniten unter den Tiefengesteinen. Die weitaus grössere Mannichfaltigkeit der Typen in der neovulkanischen Effusiv-Reihe bedingt jedoch den Einschluss gewisser Formen in die Phonolith-Familie, für welche bis jetzt äquivalente Repräsentanten weder unter den Tiefengesteinen, noch in der palaeovulkanischen Reihe auftreten. Das sind die sogenannten Leucitphonolithe und Leucitophyre.

Es ist eine der auffallendsten Erscheinungen in der Gesteinswelt, dass das Mineral Leucit, welches ausschliesslich nach den bisherigen Erfahrungen in der neovulkanischen Gesteinsreihe auftritt, erst in den jüngeren Perioden der Erdgeschichte zur Bildung gelangte. Wenn man diese sonderbare Thatsache etwa in eine gewisse Beziehung mit der, durch die optischen Anomalien desselben constatirten Labilität seines Molecularbaus in Verbindung bringen wollte, so steht dem andererseits doch entgegen, dass wir auch nirgends in den älteren Eruptivmassen sicher nachweisbaren Resorptions- oder Umwandlungsproducten in der Leucitform begegnen. — Dieselbe Beschränkung auf die jüngere Effusiv-Reihe zeigen die so oft mit Leucit und Nephelin vergesellschafteten Mineralien der eigentlichen Haüyn-Reihe.

Die Phonolithfamilie ist eine artenreiche, deren sauerste Glieder sich bis zur Verschmelzung eng an die Trachyte, besonders an die Sodalith- und Akmittrachyte anschliessen, während sie in Glie-

dern von mittlerer Acidität sich an gewisse Andesite und Tephrite, in ihren basischesten Repräsentanten an die Tephrite, Nephelin- und Leucitgesteine der basaltischen Reihe anlehnen, ja unmerklich in diese übergehen.

Mineralogische Zusammensetzung der phonolithischen Gesteine.

Neben der charakteristischen Combination eines Alkalifeldspaths mit Nephelin, Leucit oder diesen beiden Mineralien können nur noch einige monokline Glieder der Pyroxen-Reihe als wesentliche Gemengtheile der phonolithischen Gesteine bezeichnet werden. Zu den farblosen Componenten gesellt sich als ein, wenn auch keineswegs constanter, so doch überaus verbreiteter Gemengtheil ein Mineral der Sodalithreihe. Bei weitem seltener werden die Pyroxene von monoklinem Amphibol oder von Biotit begleitet; nirgends jedoch gelangen diese zur Herrschaft. — Apatit dürfte allverbreitet sein, Zirkon wurde bedeutend seltener als etwa in den Trachyten beobachtet. — Magnetit oder Eisenglanz kommen sehr häufig, aber stets in kleinen Mengen vor; sie scheinen indessen den nur Aegirin als Pyroxengemengtheil führenden Gesteinen oft ganz zu fehlen. Reichlicher erscheinen sie dort, wo nicht Aegirin, sondern Augit allein oder herrschend auftritt, und nehmen mit der Menge dieses Minerals zu. In solchen Gesteinen pflegt auch der sonst ganz fehlende oder doch sehr untergeordnete Kalknatronfeldspath mehr hervorzutreten. — Unter den accessorischen Gemengtheilen nimmt neben einem Sodalith-Mineral der Titanit die erste Stelle ein; er fehlt nur in seltenen Fällen ganz. Danach wird man die Phonolithe als neovulkanische Ergussgesteine definiren, welche bei porphyrischer Structur durch die Combination von Alkalifeldspath mit Nephelin oder Leucit und Pyroxen, sowie häufiges Auftreten von Haüyn (Nosean, Sodalith) und Titanit als Übergemengtheilen charakterisirt sind. — Die Hornblende darf in der Definition keine Stelle finden.

Unter den Alkalifeldspathen herrscht unbestritten der Sanidin. nirgends wurde bisher Albit beobachtet, mit grosser Wahrscheinlichkeit kommt den Anorthoklasen eine gewisse Verbreitung zu.

Der Sanidin ist im Allgemeinen in zwei Generationen vorhanden, als Einsprengling und als Grundmassegemengtheil. In ersterer Form bildet er ja auch den häufigsten, schon für das unbewaffnete Auge bemerkbaren Gemengtheil der phonolithischen Gesteine. In seltenen Fällen fehlt der Sanidin unter den Ein-

sprenglingen (Heilsberg im Hegau u. a. O.); die Eruption des Gesteins muss also dann in einem frühen Stadium der intratellurischen Entwicklung stattgefunden haben. In der Grundmasse kann seine Menge ausserordentlich gering werden, aber hier fehlt er nie. Irgend welche Beziehung zwischen den Mengen des Sanidins dieser beiden Generationen besteht nicht.

Der intratellurische Sanidin ist, von im Ganzen nicht sehr häufiger mechanischer Deformation abgesehen, idiomorph und wird bei vorwiegend tafelförmigem Habitus nach M von dieser Fläche in Combination mit P, l, y oder x begrenzt. Säulenförmiger Habitus muss nach den sehr verbreiteten quadratischen Querschnitten häufiger sein, als man anzunehmen geneigt ist. — Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz ist sehr gemein, solche nach dem Bavenoer Gesetz in der Form der Juxtaposition und Penetration (Brüxer Schlossberg) nicht gerade selten (Hohentwiel und Mägdeberg im Hegau, Steinriesenweg bei Oberbergen am Kaiserstuhl, Oderwitz, Brüx in Böhmen, Wolf's Rock in Cornwall, Rieden und Olbrück im Laacher See-Gebiet). — Spaltbarkeit nach P und M, sowie die für die Zeolithisirung des Minerals besonders bedeutsame Theilbarkeit nach einer Querfläche sind wie bei Trachyt. — Die optischen Verhältnisse sind die normalen, Luedecke mass am Sanidin der Heldburg a : a auf M zu $4^0\,45'$, $2E = 35^0$. Der Winkel der optischen Axen ist oft recht klein (Hegau, Böhmen), sinkt jedoch anscheinend nie soweit, wie im Trachyt; die Axenebene lag allenthalben, wo darauf geprüft wurde, senkrecht zu M. — Die Mikrostructur des Phonolith-Sanidins nähert sich derjenigen der Trachyte, indessen sind Glaseinschlüsse und solche von Gasen ganz auffallend seltener und spärlich, solche der älteren Ausscheidungen, wie schon Zirkel betonte, dagegen sehr verbreitet. Er umschliesst die Eisenerze, Titanit, Augit (niemals Aegirin), gelegentlich Amphibol, Haüyn, Nephelin und Leucit. Dieser Umstand ist wichtig für die Bestimmung der Gesteine, da z. B. Haüyn und Nephelin oft noch vollkommen frisch im Sanidin erhalten blieben, auch wo sie als selbständige Gemengtheile durchaus umgewandelt und unkenntlich gemacht wurden. — Auch die zonare Structur der Sanidine ist nicht so häufig, wie im Trachyt, und ebenso, wie die Interpositionen, gern auf die peripherischen Theile der Krystalle, also vielleicht auf die Wachsthumsperiode während der Effusion beschränkt.

Die normale Verwitterung des Sanidin zu Kaolin oder Muscovit

ist nur ausnahmsweise zu beobachten. Dagegen wird dieses Mineral oft in den, bei Haüyn und Nephelin beginnenden, Zeolithisirungsprocess der Phonolithe hineingezogen. Stets dringen dann die Zeolithaggregate von meist nadelförmiger, seltener blättriger oder körniger Textur von den Querabsonderungsflächen des Sanidins in die Mineralsubstanz vor und ersetzen diese mehr und mehr. Dabei verwischen sich die Grenzen gegen das Gestein allseitig, und man wird erst durch die gleichmässige Polarisation der isolirten, unverletzt gebliebenen Körnchen auf das Vorhandensein eines alten Sanidin-Einsprenglings aufmerksam.

Der Sanidin der Grundmasse scheint ganz vorwiegend säulenförmigen Habitus zu besitzen; dafür sprechen die in allen zur Gesteinsstreckung parallelen Schliffen leistenförmigen Formen, die kleinen quadratischen Querschnitte in Schliffen, welche die genannte Richtung senkrecht trafen. Die Dimensionen sinken nur recht selten so weit, wie im Trachyt; daher beobachtet man nur spärlich eine trichitische Krümmung oder Zerfaserung der Sanidine und ebenso fehlte die Neigung zu sphärolithischer Aggregation mit seltener Ausnahme (Gönnersbohl bei Hilzingen im Hegau). — Nur einmal (Combarieu in der Auvergne) bildete der Sanidin der Grundmasse grössere allotriomorphe Körner, in welche die übrigen Gemengtheile wie in einen Kitt eingebettet waren. — In kleinen, ein allotriomorph-körniges Aggregat mit Nephelin bildenden, isomeren Individuen trifft man den Sanidin in allen sogenannten Phonolithen, welche gangförmig die Elaeolithmassive durchsetzen oder begleiten (Foya, Brasilien), und vielleicht besser als eine eigenthümliche Gangfacies dieser oder als elaeolithsyenitische Analoga zu den Apliten zu betrachten sind. — Interpositionen pflegen dem Sanidin der Phonolithgrundmasse zu fehlen.

Die ersten Andeutungen eines nicht monoklinen, sondern dem Anorthoklas zuzurechnenden Feldspaths hat man wohl in den Angaben von Sauer über doppelte, mikroklinartige Zwillingsbildungen an den Sanidinen in den Phonolithen von Roque del Pino, vom Guajara-Pass und von Pila auf Tenerife, sowie von Palma zu sehen. Solche mikroklinartige Zwillingslamellirung, sowie eine unregelmässige Feldertheilung zwischen gekreuzten Nicols mit gelegentlich wohl erkennbarer Zwillingsstreifung einzelner Felder, wie sie bei den Keratophyr-Feldspathen ähnlich sehr verbreitet ist, trifft man durchaus nicht selten bei Phonolithen der verschiedensten Gegenden, so z. B. in der Gegend von Montabaur im Westerwald, Fuchs-

stein bei Klein-Sassen, Eschenhof, Ziegenkopf bei Schackau, Gipfel der Milseburg in der Rhön, Roque del Valle auf der Insel Gomera u. a. Allenthalben sind die Zwillingslamellen von äusserster Feinheit und sinken bis zur Unwahrnehmbarkeit herab. Man erfährt dann ihre wahrscheinliche Gegenwart nur durch eine undulöse Auslöschung der Durchschnitte, welche wegen des vollkommenen Mangels kataklastischer Erscheinungen gewiss nicht auf mechanische Vorgänge zurückgeführt werden darf. Zur Stütze der Annahme von Anorthoklas-Feldspathen kann man wohl die von Doelter mitgetheilte Analyse der Einsprenglinge eines Phonoliths von Praya auf den Inseln des grünen Vorgebirges heranziehen. — An den Grundmasse-Feldspathen wurde nirgends eine Andeutung von anorthoklastischem Bau beobachtet.

Zum Kalknatronfeldspath wird man mit grosser Wahrscheinlichkeit die zwillingsgestreiften Einsprenglinge rechnen dürfen, welche gelegentlich spärlich neben Sanidin oder Anorthoklas, selten in reichlicherer Menge vorkommen. Sie sind vorwiegend in trachytoiden Phonolithen oder in solchen Gesteinen vertreten, welche durch den Reichthum an eigentlichem Augit und an Eisenerzen zu den Andesiten neigen. Bei gewissen nephelinreichen Phonolithen bedingen sie Übergänge in die Tephritreihe. Beispiele für spärliches Auftreten dieser Feldspathe liefern die Gesteine des Hegau sehr schön; reichlich enthalten ihn z. B. die Vorkommnisse von Klein-Priesen in Böhmen, Seeleshof und Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, nach Sauer die vom Risco de Ucanca und Pico del Pozo auf Tenerife, hier mit doppelter Zwillingsbildung. — Nur wo Kalknatronfeldspath reichlich unter den Einsprenglingen erscheint, begegnet man ihm auch in der Grundmasse in langleistenförmigen Individuen.

Der Nephelin fehlt keinem phonolithischen Gestein mit Ausnahme der Leucitphonolithe und diese bedürfen wohl noch einer Revision mit Beziehung auf die Anwesenheit oder das Fehlen von Nephelin. Gegenüber dem Sanidin ist der Nephelin dadurch charakterisirt, dass er allenthalben unter den Bildungen der intratellurischen Periode vorhanden ist. In der Grundmasse kann seine Menge auf ein sehr geringes Mass herabsinken. Dem unbewaffneten Auge zeigt sich der Nephelin als Einsprengling allerdings sehr selten, so in manchen Hegau-Phonolithen, am Brüxer Schlossberg in Böhmen, in der Gegend von Zittau und ganz besonders schön in einigen canarischen Gesteinen, solchen von Manterús,

Tekut und Msid Gharian* bei Tripolis und Ghadames und in der die Elaeolithsyenite begleitenden Phonolithgangformation von Brasilien. Aber sein häufiges Auftreten als Einschluss in den Sanidin-Einsprenglingen, sowie seine Beziehungen zu den Pyroxenen beweisen genügend sein z. Th. hohes Alter im Phonolith. — Die Nephelineinsprenglinge sind stets idiomorph in hohem Grade; sehr selten sieht man unbedeutende chemische Corrosionen und ihre Form schützt sie gegen mechanische Deformationen. Ausser Prisma und Basis tritt nur vereinzelt als schmale Abstumpfung der Combinationskanten dieser Formen die Pyramide auf. Der Habitus ist stets kurz prismatisch, so dass Längsschnitte immer nur wenig von einem Quadrate abweichen. — Die Spaltung nach (10$\bar{1}$0) und (0001) gelangt selten und nur bei grossen Einsprenglingen zur Wahrnehmung. — Interpositionen, unter denen besonders hellgrüne Pyroxenmikrolithe und Glas- und Gaseinschlüsse oft, Flüssigkeiten nur selten sicher erkannt werden können, ordnen sich gern peripherisch zu concentrischen Schalen. Das einschlussfreie Centrum hebt sich dann von der einschlussreichen Hülle nach Bořicky's passendem Vergleich wie ein Spiegel von seinem Rahmen ab. Sehr charakteristisch ist es, dass die Nephelineinsprenglinge so gern von Kränzen eines grünen Pyroxens in Nadeln und Blättchen umrandet sind, oder dass Nadelbüschel dieses Minerals sich an die Kanten und Ecken des Nephelins ansetzen. Wo eine sichere Bestimmung möglich war, erwiesen sich diese den Nephelin umgebenden Pyroxene als Aegirin, die von dem Nephelin eingeschlossenen als Augit oder Malakolith.

Die Nepheline der Grundmasse sind ebenfalls zumeist idiomorph: aber die ausserordentlich geringen Dimensionen derselben und das dichte Gedränge der oft auch im dünnsten Schliff sich noch gegenseitig überlagernden Kryställchen, oder ihr Eingeklemmtsein zwischen weit grösseren Sanidin-Mikrolithenströmen macht die Wahrnehmung ihrer Formen äusserst schwierig oder gar unmöglich. Die Schwierigkeit wird noch erhöht durch die geringe Doppelbrechung dieses Minerals. In manchen Fällen erlaubt die Beleuchtung mit stark divergentem Lichte noch eine Erkennung der Form. Wo auch dieses Mittel nicht mehr hilft, bilden die Nepheline scheinbar

* Die von mir untersuchten Stücke brachte der allzufrüh gestorbene Dr. Erwin von Bary in Malta von seiner ersten Reise mit. G. Rose beschrieb Proben, welche Overweg gesammelt hatte. Unter diesen findet sich ein Fundort Gasr Gharian (Z. D. G. G. 1850. III. 93—106).

eine homogene Masse oder auch ein verwaschen allotriomorphes Aggregat, welches man wenig passend in der Literatur als „weniger individualisirten“ Nephelin oder ganz falsch als Nephelinglas bezeichnet findet. Die Deutung solcher Vorkommnisse hat dann selbstverständlich nur die beweisende Kraft einer subjectiven Überzeugung; man ist zur objectiven Bestimmung auf die chemische Reaction angewiesen. Die Gelatination und dadurch ermöglichte Tinction mit Farbstoffen, der Nachweis von reichlichem Natron und Thonerde in der Lösung wird so lange für Nephelin beweisend sein, wie man noch Phänomene der Polarisation beobachten konnte. Wo diese wegen der winzigen Dimensionen und durch Überlagerung bedingten theilweisen Compensation nicht mehr sichtbar sind, liefert auch die chemische Reaction keinen sicheren Beweis, da ja auch ein farbloses Gesteinsglas vorliegen könnte; es ist indessen zu erwarten, dass ein Phonolithglas zu sauer und zu kalkarm für leichte Gelatination sein würde und die Erfahrungen an Phonolithobsidianen bestätigen diese Annahme.

Der Nephelin der Phonolithe unterliegt ebenso wie und leichter als der Sanidin dem bei Haüyn beginnenden, in den Phonolithen so überaus häufigen Zeolithisirungsprocess. Er wird dabei matt und trübe bis erdig, und von den Rändern her dringen fasrige oder schuppige Aggregate von oft gelblicher Farbe in die wasserhelle Mineralsubstanz vor. Die Anordnung der Fasern ist meist eine divergentstrahlige, seltener eine verworrene. Körnige Aggregate von isotropem Charakter (Analcim?) finden sich im Ganzen selten. — Eine Umwandlung des Nephelin in Kaolin erwähnt Doelter aus Phonolithen vom Monte Ferru auf Sardinien.

Die Verbreitung des Leucits in den Phonolithgesteinen ist eine weit geringere, als diejenige des Nephelins, er ist auf zwei kleine Abtheilungen dieser Familie beschränkt. Allenthalben idiomorph, sowohl als Einsprengling, wie als Grundmassegemengtheil wird er leicht an den achteckigen bis rundlichen Durchschnitten, und wo seine Dimensionen nicht gar zu geringe sind, an der abnormen Doppelbrechung (cf. Bd. I. S. 270) erkannt. Wo letztere fehlt, also bei den kleinen Individuen der Effusionsperiode, kann seine Bestimmung recht unsicher werden. Bezeichnend ist, aber wiederum nur bei den älteren intratellurischen Bildungen, die Zerklüftung, in welcher man wohl die Auslösung von inneren Spannungen wird sehen dürfen, die Häufigkeit der zonar geordneten Interpositionen von hellgrünen Pyroxennädelchen, Glas- oder Gas-

einschlüssen und unbestimmbaren farblosen Mikrolithen, sowie die, auch um die jüngsten Ausscheidungen häufig wahrnehmbaren Pyroxenkränze mit tangentialer Anordnung der Mikrolithe. Für die eingeschlossenen und umsäumenden Pyroxene gilt das bei Nephelin Gesagte. — Die Leuciteinsprenglinge umschliessen ausser Erzen, Apatit und Titanit auch Haüyn und Nephelin, niemals Sanidin.

Unter den Mineralien der Haüyn-Gruppe, welche nach G. vom Rath's Darstellungen nur den Leucitphonolithen durchweg fehlen, ist der Sodalith von van Werveke in dem Gestein von Msid Gharian nachgewiesen; auch in der mehrfach erwähnten Gangformation Brasiliens kommt er hie und da vor. Sehr viel mehr verbreitet sind die verschiedenen Glieder der eigentlichen Haüynreihe vom Haüyn bis zum Nosean, für deren Mikrostructur und Diagnose auf Bd. I. S. 285 verwiesen sei. Wie weit ihr Vorhandensein oder das seltenere Fehlen etwa classificatorisch zu verwerthen sei, lässt sich nicht angeben. Es scheint jedoch, als ob im Allgemeinen diese Substanzen an einen reichlichen Nephelingehalt der Gesteine gebunden wären, mit Zunahme des Sanidin zurücktreten und verschwänden. Dass indessen ein solches Verhältniss nicht durchweg gültig ist, beweisen die Sodalith-Trachyte. — Sehr charakteristisch ist es, dass die Haüyn-Mineralien nur in einer älteren Generation auftreten. Der Beginn ihrer Ausscheidung reicht oft weit in die Anfänge der intratellurischen Krystallisation des Gesteins zurück, wie man aus ihrem allerdings seltenen Umschlossensein durch Augit oder Hornblende erkennen kann; andererseits hat ihre Bildung gelegentlich bis in die Periode der Nephelinausscheidung angehalten. Trotzdem darf man es als normal bezeichnen, dass die Krystallisation der Haüyn-Mineralien zwischen die Abschnitte der intratellurischen Pyroxen- und Nephelinbildung fällt. Das ist etwas abweichend von dem Verhalten des Sodaliths in den Elaeolithsyeniten. — Die Haüyn-Mineralien sind stets idiomorph. Rhombendodekaëder mit einer oft stark verlängerten trigonalen Zwischenaxe. Vor mechanischen Deformationen schützte sie ihre Form; chemische Deformationen der tiefeingreifendsten Art sind an keinem anderen Phonolithgemengtheil so häufig wie hier (cf. Bd. I. Taf. V. Fig. 2). Die Menge dieser Mineralien schwankt in weiten Grenzen, doch verdrängen sie in den Phonolithen niemals (Quiddelbach?) ganz einen wesentlichen Gemengtheil. Erweiterte Erfahrungen haben gezeigt, dass in fast allen Phonolithgebieten (ausgenommen sind Kaiserstuhl und Hegau) auch haüynfreie Repräsentanten vor-

kommen. — Eine ganz besondere Bedeutung gewinnen diese, bald blauen, bald grünen, bald gelben, bald grauen bis farblosen, auch braunen bis schwarzen Mineralien für die Umbildung der Phonolithe. Allenthalben fallen sie zuerst der Umwandlung in Zeolithe anheim, wobei sie selten zu Analcim, fast stets zu eisblumenartigen Aggregaten fasriger Zeolithe von bald positivem, bald negativem Charakter der Fasern werden. Man nimmt an, dass diese Zeolithe z. gr. Th. dem Natrolith angehören. Es fehlen indessen noch Untersuchungen über die Verbreitung des Thomsonit, Stilbit, Epistilbit, Skolezit, für welche, nun Lacroix (Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 321) die mikroskopische Diagnose dieser Mineralien gegeben hat, wohl die Zeit gekommen wäre. Von den Haüynmineralien aus strahlen die zeolithischen Neubildungen auch in die übrigen Gemengtheile hinein und regen anscheinend den gleichen Vorgang auch hier an. Damit verschwinden mehr und mehr die Grenzen der einzelnen Gemengtheile und an die Stelle eines discreten Mineralaggregates tritt ein unauflösbar feinfilziges zeolithisches Gewebe. — Mit der Zeolithisirung geht allenthalben, in manchen Gesteinen sogar eine sehr reichliche Ausscheidung von Kalkcarbonat und Eisenhydroxyd Hand in Hand. Das erstgenannte Zersetzungsproduct in dem Phonolith ist ganz wesentlich auf Rechnung der Haüynmineralien zu setzen. — Der wohl vorwiegend durch warme Gewässer bald nach der Gesteinsbildung vollzogenen Zeolithisirung steht die normale Verwitterung unter dem Einfluss der Atmosphärilien fremd gegenüber. Sie wandelt, wie Sauer an canarischen Gesteinen, Bücking an denen der Rhön beobachtete, die Haüyne in steinmarkähnliche Substanzen oder in Kaolin um.

Die Pyroxene der phonolithischen Gesteine treten in zwei Generationen, als Einsprenglinge und in der Grundmasse, auf. Die ersteren fehlen gelegentlich ganz, zumal in sehr nephelinreichen Vorkommnissen. Die Einsprenglinge sind zumeist gut idiomorph, und säulenförmig oder tafelförmig nach (100) mit (110) (100) (010) (11$\bar{1}$). Zwillingsbildung nach (100) ist nicht allzu häufig. — Die Spaltbarkeit nach (110) ist gewöhnlich sehr deutlich. — Als Einschlüsse sind Erze, Apatit, Titanit und Glaseier verbreitet. — Die Farbe im durchfallenden Lichte ist weitaus am häufigsten grün, doch kommen auch grauliche und violette Farben vor und sehr oft zeigen die Durchschnitte einen zonaren Wechsel der Farben. Dann sind die peripherischen Theile allenthalben grün, und die Auslöschungsschiefen auf (010) nehmen nach aussen ab. Der Unterschied in den

Werthen derselben kann bis zu 20° betragen. Diese typischen Phonolithaugite sind fast immer deutlich, oft auffallend pleochroitisch und obgleich ein gewisses Schwanken in der Orientirung des Pleochroismus vorhanden zu sein scheint, so wurde doch allenthalben in Schnitten senkrecht zu c, welche eine Axe austreten lassen, in der Axenebene grünlichgelb bis gelbbraun gefunden, dazu senkrecht grün. Es ist also jedenfalls b grün*; wo eine sichere Bestimmung weiter möglich war, ergab sich mit seltenen Ausnahmen c = gelb bis gelbbraun, a = grün. Die violetten oder graulichen Stellen der Krystalle sind wenig oder gar nicht pleochroitisch; im ersteren Falle zeigten die Querschnitte in der Axenebene gelb, dazu senkrecht violett. Diese typischen grünen Phonolithaugite sind nach den Analysen von Mann und Merian durch einen bis zu 20 % steigenden Gehalt an Alkali-Pyroxen charakterisirt. Nach der Farbe zu urtheilen, muss letzterer nach der Peripherie hin zunehmen und die Zonarstructur ist also eine echte isomorphe Schichtung im Sinne Tschermak's. Als höchstes Stadium dieser peripherischen Anreicherung an Alkalipyroxen-Verbindungen kann man die sehr verbreitete Umhüllung der Augite durch grünen Aegirin betrachten. Der letztere wurde daran bestimmt, dass die gegen die Prismenaxe nur wenig geneigte Elasticitätsaxe = a war. Solche Aegirinmäntel um Augit fanden sich u. a. am Steinriesenweg bei Oberbergen und der Endhalde bei Bötzingen im Kaiserstuhl, am Hohentwiel im Hegau, im Westerwald, am Stalberg und Langerhansküppel in der Rhön, auf S. Antão (Cabo verde), bei Msid Gharian. — Gesteine, welche nur Aegirin als Einsprenglinge enthalten, kommen ebenfalls, aber selten vor Hohentwiel).

Der Pyroxen der Grundmasse bildet nur selten idiomorphe Individuen. Derselbe ist in den meisten Gesteinen ausschliesslich oder nahezu ausschliesslich Aegirin, und besitzt dann gern ein durch (100) (110) sechsseitiges Prisma; wenn auch (010) ausgebildet ist, bleibt es doch sehr klein. Die häufigste Form dieser Grundmasse-Aegirine ist diejenige unregelmässiger Läppchen und Fetzen oder kurzer Stacheln, welche sich um Nephelin oder Leucit ordnen oder sich zu ganz eigenthümlichen, nicht unpassend mit Farnkraut verglichenen Büscheln und Aggregaten gruppiren. Dieselben sind im Ganzen und ebenso jedes Individuum von Nephelin durchwachsen und jünger als dieser. Hie und da wurde in einem solchen Aggregat

* Danach ist die Angabe Bd. I. S. 443. Z. 14 v. u. für die Phonolithe zu corrigiren.

auch eine durchweg parallele optische Orientirung aller einzelnen Aegirin-Individuen beobachtet (Gipfel der Milseburg). Die Farbe dieser Aegirine ist durchweg grün. Es kommen auch hier die bei Akmit-Trachyten erwähnten krappbraunen, vielleicht zum Cossyrit gehörenden Mineralien mit dem Aegirin zusammen vor (Gerbier de Jonc im Velay, Azulejos auf Tenerife). Es verdient hervorgehoben zu werden, dass in Phonolithen der Cap-Verde-Inseln Doelter chemisch die Aegirin-Natur der Grundmassen-Pyroxene erkannte, so z. B. am Pico da Cruz auf S. Antão. Die bei den Phonolithen so häufige grüne Farbe der Grundmasse ist auf den Aegiringehalt derselben zurückzuführen. Durch Verwitterung liefert der Aegirin wesentlich Limonit und bewirkt dann die rostfleckige Beschaffenheit der Gesteine. — Eine eigenthümliche, aber doch leicht verständliche Wechselbeziehung besteht zwischen dem Aegirin und Magnetit, letzterer verschwindet mehr und mehr mit der Entwicklung und Zunahme des Aegirin. — Ein normaler hellgrüner Pyroxen in Mikrolithen vom Malakolith-Typus begleitet oft den Aegirin. Allein fand sich derselbe nur in Gesteinen, die zu den Andesiten hinüberneigen (Seeleshof, Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, Risco blanco auf Tenerife). — Gelber Augit wird von Bucca aus phonolithischen Gesteinen der Rocca Monfina, von Doelter aus solchen der Cabo Verde-Inseln erwähnt. — Mann fand in dem aus Hohentwieler Phonolith isolirten Pyroxenpulver auch farblosen Pyroxen mit dem Pleochroismus des Hypersthen und rhombischer Orientirung der Elasticitätsaxen.

Zersetzungserscheinungen kommen mit Ausnahme der erwähnten Umwandlung des Aegirin nur selten zur Beobachtung, so waren z. B. die Augiteinsprenglinge eines Phonolith vom Kletschner Berg in Böhmen in Calcit mit etwas Limonit und Quarz umgewandelt. Der Beginn einer Faserbildung von Serpentin oder Schüppchen von Chlorit kommen zumal in den violetten und graulichen Pyroxeneinsprenglingen gelegentlich vor. Pseudomorphosen von Opal nach Augit finden sich im Phonolith des Gönnersbohl im Hegau.

Die Hornblende von fast stets tiefbrauner Farbe ist allenthalben nur accessorisch, und verdankt ihren Ruf als wesentlicher Gemengtheil in der älteren Petrographie nur dem Umstande, dass sie öfters dem blossen Auge erkennbar auftritt, sowie einer ungerechtfertigten Verallgemeinerung dieses Verhältnisses. Sie bildet nur Einsprenglinge, bei keinem Phonolith fand ich sie in der Grundmasse; entgegenstehende Angaben dürften auf die leichte Verwechslung

mit Aegirin zurückzuführen sein. Sie ist erwiesenermassen oft natronreich. Dass indessen die Phonolithe in einem frühen Abschnitt ihrer intratellurischen Periode hornblendehaltig waren, geht aus der nicht unbeträchtlichen Verbreitung dieses Minerals (Eifel, Westerwald, Hegau, Böhmen, Rhön, Auvergne, Nordafrika, Erzgebirge u. a. O.) hervor. In fast allen Gesteinen, wo ich sie traf, gab ein Mantel von Augitmikrolithen und Magnetit Kunde von der magmatischen Resorption derselben. Dieser Resorptionshof fehlte gelegentlich in Rhönphonolithen. — Doelter hat gewisse Phonolithe der Insel Mayo und vom Monte Gracioso auf S. Thiago (Cabo Verde), welche reichlich natronreiche, aber kieselsäurearme braune Hornblende neben Augit führen, als Hornblende-Phonolithe bezeichnet. Gümbel giebt aus einem Phonolith von Fernando de Noronha nur dunkelbraungrüne Hornblende ohne Augit an, Renard erwähnt sie accessorisch vom St. Michaels Mount ebendaselbst: die mir vorliegenden Proben von dieser Insel sind Aegirin-Phonolithe. — Auch nach Förstner* würden die Phonolithe, welche die Basis von Pantelleria bilden, nur Hornblende „in Dendriten" führen; ebenso giebt Renard von Phonolithen des Greenland Harbour auf Kerguelen fetzenartige Hornblende als Grundmassengemengtheil an.

Der Magnesiaglimmer kommt ebenfalls nur accessorisch in phonolithischen Gesteinen vor, zumeist unter den Einsprenglingen, und dann, ebenso wie die Hornblende, gern von einem Augit- und Magnetit-reichen Resorptionshofe umgeben (Auvergne, Cantal, böhmisches Mittelgebirge, Hegau, Westerwald, Canarien). Für seine

* Die Vorkommnisse von der Costa de Zighidi und von Porticello, welche ich zu untersuchen Gelegenheit hatte, gehören wohl eher zu den phonolithischen Trachyten, als zu den trachytoiden Phonolithen. Einsprenglinge von Sanidin und grünem Augit, der gelegentlich Aegirin-Ränder hat, liegen in einer sehr feinkörnigen Grundmasse aus Feldspathleistchen, ? Nephelin, grünem Aegirin und dem gelegentlich der Akmittrachyte erwähnten krappbraunen bis violetten Mineral, welches zuerst von Mügge von den Azoren beschrieben wurde. Dasselbe hat hier einen sehr starken Pleochroismus und findet sich in paralleler Verwachsung mit Aegirin, aber auch mit mikrolithischen Gebilden, die ich für Hornblende halten möchte. Leider sind diese farbigen Silicate der Grundmasse nicht krystallographisch begrenzt, lassen auch keine Spaltbarkeit deutlich wahrnehmen, da sie stets als Körper in dem Schliff liegen. Sie umsäumen oft Sanidin oder bilden mit diesem Mineral schwer auflösbare Aggregate. Die Menge derselben ist recht gross. Haüyn und Titanit fehlen durchaus. — Wo eine Annäherung an Krystallbegrenzung bei dem krappbraunen Mineral der Grundmasse erkennbar ist, wird man oft an Amphibolform erinnert. Die geringe Durchlässigkeit für Licht, die Farbe und der Pleochroismus lassen auf den Cossyrit Förstner's schliessen.

ursprünglich reichlichere Anwesenheit in dem Phonolithmagma lässt sich auf seine Häufigkeit in Phonolithtuffen hinweisen. — In zierlichen, sehr kleinen und unregelmässigen Läppchen, welche wie Reste grösserer Krystalle aussehen, trifft man ihn selten in der Grundmasse canarischer Phonolithe. — Einen hellgelblichgrün und kirschrothbraun pleochroitischen Glimmer in Phonolithen von Tenerife hält Sauer für einen Manganglimmer.

Unter den Eisenerzen herrscht der Magnetit. Im Allgemeinen sehr spärlich, reichert er sich an in den zu Tephriten und Andesiten hinüberspielenden, und verschwindet mehr oder weniger vollständig in den aegirinreichen Gesteinen. Auf einen Gehalt an Titan weist die gelegentlich vorkommende Umrandung mit Titanit hin (Klein-Priesen bei Aussig). — Nicht selten setzen sich an Magnetit farbige Silicate (Biotit, Amphibol, Aegirin) derart an, dass sie wohl z. Th. auf Kosten desselben gebildet sein dürften. — Eisenglanz in roth bis gelb durchsichtigen Blättchen kann den Magnetit gelegentlich ersetzen. In Phonolithen von Aden bedingt derselbe nach Vélain die rothe Farbe der Gesteine.

Der Apatit erscheint meistens in langen und schmalen, quergegliederten, wasserhellen Nädelchen. Auch die bei Trachyten erwähnte gedrungene Form findet sich nicht selten. Das Mineral ist alsdann stets gefärbt, grau, braun oder blau; die Interpositionen sind oft parallel den Prismenflächen geordnet und haben zu Verwechslungen mit Haüyn geführt. Die Phonolithe der Auvergne (Ravin des Egravats), der Rhön (Kreuzberg bei Bischofsheim), des Westerwaldes (Hartenfelser Kopf), und besonders die Leucitophyre des Niederrheins und Kaiserstuhls liefern gute Beispiele.

Der makroskopisch schon von Blum erkannte Zirkon ist nur sehr vereinzelt und keineswegs allenthalben in den bekannten Formen nachzuweisen.

Unter den accessorischen Gemengtheilen ist der Titanit in gelblichrothen bis grüngelblichen und farblosen idiomorphen Individuen, seltener in Körnern ungemein verbreitet. Theils in der bekannten, durch (I23) stumpf-säulenförmigen Gestalt, häufiger, wie es nach Lane's Untersuchung scheint, in einer durch herrschendes (011) prismatischen Form liefert er spitzrhombische Durchschnitte, welche oft sehr regelmässig durch die lange Diagonale zwillingshalbirt sind. Seltener verläuft die Zwillingsgrenze unregelmässig. — Der Titanit, dessen Bildungsperiode zwischen diejenige der Erze, des Zirkons und des Apatits (er umschliesst diese Mineralien) und der

ältesten Bisilicate fällt, besitzt nicht selten Glasinterpositionen. Die kleinen Titanitkörnchen der Grundmasse scheinen aus titanreichem Magnetit hervorgegangen zu sein. — In gewissen Leucitophyren (Perlerkopf) kommen neben grossen Titaniteinsprenglingen unvermittelt durch Zwischenglieder sehr mikroskopische, scharf idiomorphe Titanite in der Grundmasse vor, welche man für eine jüngere Generation halten möchte. — Umwandlung in Calcit und Quarz zeigt der Titanit der Kaiserstuhl-Phonolithe von Oberschaffhausen und der Endhalde bei Bötzingen.

Accessorische Mineralien von mehr zufälligem Auftreten sind der Melanit (reichlich in Leucitophyren von Rothweil, Oberbergen und vom Perlerkopf, spärlich in Phonolithen von Oberschaffhausen, Bötzingen, Hohentwiel, Pösigberg bei Hirschberg, Wolf's rock am Land's End); — Olivin (Roche Sanadoire und Salesl nach Zirkel, Ravin de l'Usclade nach v. Lasaulx, Selberg bei Quiddelbach nach Emmons, Spitzcunersdorf nach Möhl, Böhmisches Mittelgebirge nach Bořicky und Heldburg bei Gotha nach Luedecke, an letzterem Orte mit Einschlüssen von Glas und von kleinen braunen, sechs- und achteckigen Blättchen, welche parallel (010) des Wirthes liegen, Msid Gharian); — Spinell (böhmisches Mittelgebirge nach Bořicky, weiss mit (111) (100) (110) im Leucitophyr von Olbrück nach Christschoff, Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 85); — Wollastonit (Kaiserstuhl); — Rinkit und Laavenit (Gangformation von Phonolithen in den Elaeolithsyenitgebieten Brasiliens); — Tridymit (öfters von Möhl erwähnt), wohl unsicher u. a.

Die Grundmasse der phonolithischen Gesteine ist wohl meistens holokrystallin und besteht ganz vorwiegend aus wechselnden Mengen von Sanidin, Nephelin und Aegirin, welcher nur in seltenen Fällen von normalem Malakolith oder Augit mehr oder weniger ersetzt wird. Wo diese Grundmasse deutlich hypokrystallin wird, da gesellt sich zu den genannten Mineralien, meistens unter merklichem Zurücktreten des Pyroxen, in durchweg untergeordneter Menge eine fast allenthalben farblose Glasbasis. Dieselbe tritt niemals in Form einer Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse, sondern als ein oft mehr aus der Verwebung der krystallinen Gemengtheile logisch zu erschliessender, als direct erkennbarer, stets spärlicher Kitt auf. Nur in den seltenen Fällen, wo sie reichlicher erscheint, ist sie wohl auch durch sehr winzige globulitische Ausscheidungen gelblich oder grünlich gefärbt (Olbrück, Hannebacher Ley). Ob dieses Gesteinsglas wasserhaltig oder wasserfrei sei, darüber fehlen bis-

her Untersuchungen. Solche Glasbasis wurde bereits bei den ersten mikroskopischen Untersuchungen phonolithischer Gesteine von Zirkel, v. Lasaulx, Bořicky und Vogelsang beobachtet. Als günstig für ihr Studium sind gewisse Vorkommnisse vom Hohentwiel, Brüxer Schlossberg, Hochwald bei Zittau, Roche Sanadoire, Ravin des Egravats zu empfehlen. — In reichlicher Menge enthalten die obsidianähnlichen Schlackenkrusten von Phonolithströmen der Canarischen Inseln eine Glasbasis; sie ist gelbbraun bis tiefbraun durchsichtig und überraschend arm an mikrolithischen oder krystallitischen Ausscheidungen. Auch verdient es Erwähnung, dass sie keinesfalls, wie man erwarten möchte, immer mit Säuren gelatinirt.

Classification und Structur der phonolithischen Gesteine.

Bei dem hier angenommenen Umfang der Familie der phonolithischen Gesteine ergiebt sich als unabweislich eine Dreigliederung, je nachdem mit dem Sanidin sich allein Nephelin, oder Leucit, oder endlich diese beiden Mineralien als feldspathige Gemengtheile associiren. Die erste Reihe nennen wir Phonolithe schlechthin, sie entspricht im Wesentlichen dem althergebrachten, als Phonolith bezeichneten Typus. Die Sanidin-Leucit-Gesteine der neovulkanischen Ergussreihe mögen Leucitphonolithe heissen; ihr Umfang ist gering und umschliesst die Leucittrachyte vom Rath's und J. Roth's, sowie einige bald als Leucitophyre, bald als Leucitbasalte bezeichnete Gesteine. Wenn neben Sanidin unter den Einsprenglingen Nephelin und Leucit auftreten, so stellen wir das Gestein zu den Leucitophyren. Hierher gehören Gesteine, welche z. Th. schon lange diesen Namen tragen und andere, welche man Noseanphonolithe, Leucit-Melanit-Gestein u. s. f. benannt hat.

Die weitaus grösste Reihe bilden die eigentlichen Phonolithe. Schon die zahlreichen Partial-Analysen, welche wir von diesen Gesteinen besitzen, lassen ein grosses Schwanken in dem relativen Mengenverhältniss von Sanidin und Nephelin in den Beziehungen des in Säure löslichen und des unlöslichen Theils erkennen. Hierauf ist, da auch mikroskopisch diese Differenz bedeutsame structurelle Unterschiede bedingt, das Hauptgewicht für die weitere Eintheilung zu legen, während das mehr oder weniger unbedingte Vorherrschen von Aegirin oder Augit bei der so sehr untergeordneten Bedeutung der Bisilicate in den Phonolithen, oder das Vorhandensein und Fehlen eines Minerals der Sodalithgruppe höchstens zur Bildung von Unterabtheilungen benutzbar ist. Die einzige bisher auf Grund

mikroskopischer Untersuchungen unternommene Systematik der Phonolithe, welche Beachtung verdient, von Bořicky, geht von ähnlichen Erwägungen aus, stellt jedoch das Haüyn-Mineral als gleichwerthig mit Sanidin und Nephelin und höherwerthig als Leucit hin und gelangt so zu drei Hauptabtheilungen: 1) Nephelinphonolithen, 2) Noseanphonolithen, 3) Sanidinphonolithen, deren jede nach dem Vorhandensein von Leucit und Oligoklas in Unterabtheilungen zerlegt wird. Wir beschränken uns darauf, die eigentlichen Phonolithe nach der Herrschaft des Sanidins oder Nephelins, welche sich besonders in der Zusammensetzung der Grundmasse, weit weniger in den Einsprenglingen ausprägt, in trachytoide Phonolithe und nephelinitoide Phonolithe zu zerlegen. Diese beiden Gruppen sind trotz bedeutsamer Unterschiede in ihren typischen Vertretern durch sehr allmählige Übergänge verknüpft; sie verfliessen oft an ein und derselben Localität in einander. Ob jedoch ein solcher Wechsel in der Zusammensetzung auch bei einem und demselben Ergusse stattfinde, darüber liegen kaum sichere Anhaltspunkte vor.

Die trachytoiden Phonolithe schliessen sich unmittelbar, wie ihr Name andeuten soll, an die Trachyte und zwar speciell an die sog. Akmit- und Sodalith-Trachyte an. Sie unterscheiden sich von denselben eben nur durch den geringen Nephelingehalt, welcher auch für ein geübtes Auge nicht immer leicht ohne Tinction des mit Salzsäure behandelten Schliffs erkennbar wird. Die kleinen Nephelineinsprenglinge sind gewöhnlich zwischen die Sanidinmikrolithenströme eingeklemmt und kommen erst bei sehr dünnen Präparaten zum Vorschein. Die Structur wiederholt genau die bei den genannten Trachyten besprochenen Verhältnisse; auch ist in dieser Gruppe die den trachytischen Gesteinen eigene Porosität sehr verbreitet, und auf den Porenwandungen sitzen dann wohl kleine Nephelinkrystalle auf, welche nicht wie Drusenmineralien auf der glatten Wand haften, sondern wie die Gemengtheile des Granits bei miarolitischer Ausbildung des Gesteins aus der Gesteinsmasse heraus mit idiomorpher Termination in den Hohlraum ragen. Die Sanidinleistchen der Grundmasse sind allenthalben deutlich fluidal geordnet. — Die Gesteine haben fast stets hellgrüne oder hellgelbliche bis gelblichgraue Farbe und entbehren mehr des öligen Glanzes der nephelinitoiden Phonolithe. — Repräsentanten dieser Gruppe begegnen wir im Westerwald (Mahlberg bei Montabaur), in der Lausitz (Olbersdorf, Grosschönau), in Böhmen (Georgenthal), auf dem französischen Central-

plateau (Griounaux, Pas de Compains), am Monte Ferru auf Sardinien, auf den Inseln des grünen Vorgebirges nach Doelter (seine Hornblendephonolithe gehören ganz, seine Augitphonolithe z. Th. hierher), im Vogelsberg nach Sommerlad (Häuser Hof bei Salzhausen, Schwarze Elz bei Herchenhain). — Bindeglieder zwischen dieser und der nächsten Gruppe liefern dieselben Gebiete, die Rhön, der Hegau (am Hohentwiel) und der Kaiserstuhl (Oberschaffhausen). In dem letztgenannten, durch seine Einschlüsse von Gesteinen des Grundgebirges bekannten Vorkommen treten bisweilen eigenthümliche Nester von grossen Melanitkrystallen nebst grünem Augit, oft trübem Nephelin und etwas Feldspath in grobkörnigem Gewebe und mit hypidiomorph-körniger Structur auf, welche gegen das normale Gestein hin von einem recht continuirlichen Aegirinkranz umrandet werden. Diese Nester sind durch mancherle Zwischenglieder mit den bekannten sog. Schorlomitkörnern verbunden. Ob hier Einschlüsse eines fremden Tiefengesteins, oder aber intratellurische Concretionen aus dem Phonolithmagma selbst vorliegen, ist nicht mit voller Sicherheit zu entscheiden. — Verwandt hiermit ist wohl das Vorkommen von Nestern aus brauner Hornblende, grünem Augit, Sanidin und Nephelin in grobkörnigem Gewebe in einem Phonolith von der Ribeira da Torre auf S. Antão, welches Doelter beschreibt.

Wenn bei starkem Zurücktreten des Nephelin neben dem Sanidin viel Plagioklas vorhanden ist, womit ein starkes Anwachsen der Augitmikrolithe und des Magnetits in der Grundmasse Hand in Hand zu gehen pflegt, so werden die Gesteine schwarzgrau bis fast schwarz und erhalten mikroskopisch den Habitus mancher basaltoider Augit-Andesite (Seeleshof, Kreuzberg bei Bischofsheim in der Rhön, Risco blanco auf Tenerife). Bleibt der Nephelingehalt ein etwas höherer und tritt der Sanidin mehr oder weniger vollständig aus dem Gesteinsgewebe heraus, dann entwickeln sich tephritoide Facies, wie z. B. bei Klein-Priesen in Böhmen und an der Ribeira da Barca auf S. Thiago (nach Doelter). — Auch ohne Wucherung von Plagioklas entwickeln sich wohl gelegentlich basaltoide Modificationen im Phonolith durch starkes Anwachsen von Augit in der Grundmasse, wie das z. B. Sauer vom Schlössel bei Hammer-Unterwiesenthal im Erzgebirge beschreibt. Einsprenglinge von grossen Sanidinen und Nester von schwarzer Hornblende mit oder ohne Titanit, Nephelin, Augit und Sanidin in hypidiomorphem Gefüge liegen in einer aus Augit und Sanidin nebst spärlichem Nephelin, schwarzgesäumter Hornblende und Titanit aufgebauten

Grundmasse. — Durch reichliche Haüyn- und Melanit-Einsprenglinge zeichnen sich die benachbarten normalen trachytoiden Phonolithe vom Kleinen Spitzberge, durch eine Mandelsteinstructur mit fluidaler Streckung der Mandeln der amphibolreiche, mit zahlreichen Kalkeinschlüssen durchspickte, Phonolithgang im Kalkbruch bei Hammer-Unterwiesenthal aus.

Zu den trachytoiden Phonolithen gehören nach Michel-Lévy auch diejenigen des Monte Dore, welche Ströme und NNW. streichende Gänge bilden.

Die nephelinitoiden Phonolithe charakterisiren sich für das blosse Auge durch grosse Dichte, vollkommene Compactheit, sehr glatten und ebenen bis flachmuscheligen Bruch, fettigen Glanz bei meistens grünlicher oder bräunlicher Farbe. Sie haben die bei weitem grösste Verbreitung und werden z. B. im Hegau durch die Vorkommnisse vom Mägdeberg, Hohenkrähen, Heilsberg, Hohentwiel, im böhmischen Mittelgebirge durch Teplitzer und Brüxer Schlossberg, Mileschauer, Lobositz, Aussig, in der Lausitz durch Zittau und seine Umgebung, in der Rhön durch die Steinwand, den Stalberg und den Grossen Ziegenkopf bei Klein-Sassen, Milseburg und Bubenbadstein, in Thüringen durch die Heldburg bei Gotha nach Luedecke (sollte dessen Heldburgit aus diesem Gestein vielleicht Anatas sein?), in Centralfrankreich durch Thiézac und Gerbier de Jonc im Velay, Roche Sanadoire und Combarieu in der Auvergne, in England durch Wolf's rock am Landsend, auf den Canarien durch zahlreiche Fundorte auf Tenerife, Canaria und Gomera, spärliche auf den Cabo-Verde-Inseln (nach Doelter) vertreten. — Die Übergänge dieser Gruppen liegen einerseits nach den trachytoiden Phonolithen hin, andererseits nach den Nepheliniten, Nephelinbasalten und verwandten Gesteinen, mit welchen sie auf den Inseln des grünen Vorgebirges, auf Fernando de Noronha, auf der Kerguelengruppe und an anderen Orten (Rhön, Böhmen, Hegau) direct vergesellschaftet sind. Ihre Structur wechselt insofern, als bei den sanidinreicheren Varietäten dieses Mineral mit Nephelin und Aegirin eine panidiomorph-körnige Grundmasse bildet, deren richtungslose Structur auch durch kleine Mengen einer Glasbasis nicht geändert wird, während in den sanidinarmen Gesteinen das dichte Gedränge der quadratischen und hexagonalen Nephelinschnitte nach einer recht passenden Bezeichnung von Bořicky den Eindruck eines pflanzlichen Zellengewebes auf das Auge macht (Taf. V Fig. 3), welche durch die äusserst zierlich zwischengeklemmten Aegirinnädelchen und

Fetzen nur noch erhöht wird. Eine eigenthümliche Modification erhält diese Structur dadurch, dass sich die Aegirin-Individuen bald zu rundlichen, augenartigen Massen häufen, bald zu vielfach verzweigten, blumenkohl- und farnkrautähnlichen Gebilden aggregiren, bald tangential und radial um die Nepheline ordnen. Es entsteht dadurch ein sehr charakteristisches Gefüge, welches man wohl Ocellar-Structur nennen könnte. Dieselbe findet sich in ausgeprägtester Weise auch bei den Leucitophyren. — Diese nephelinitoiden Phonolithe scheinen ganz ausserordentlich zur Zeolithisirung zu neigen. Wo diese einen besonders hohen Grad erreicht und anscheinend in bestimmten Richtungen fortschritt, da wird das Gestein oft von sich kreuzenden Bändern durchzogen, welche recht ähnlich den Quetschzonen der dynamometamorphen Tiefengesteine und krystallinen Schiefer aussehen, hier aber doch wohl durch die mit der Zeolithisirung nothwendig verbundene Volumzunahme des Gesteins bedingt sind. — Auch bei diesen Gesteinen ändert der Eintritt geringer Basismenge in die Grundmasse nichts an den beschriebenen Structurverhältnissen. — Die feindrusige Structur der trachytoiden Phonolithe kommt in dieser Gruppe kaum vor; dagegen entsteht durch oberflächliches Auswittern von Nephelin und Haüyn wohl eine secundäre poröse Beschaffenheit, welche indessen nur selten ins Innere der Gesteine eindringt. — Mandelsteinstructur ist äusserst selten.

K. von Fritsch und W. Reiss beschrieben an trachytoiden und nephelinitoiden Phonolithlaven, sowie an solchen anderer (trachytischer und andesitischer) Natur eine eigenthümlich breccienartige, schon oben bei dem Piperno von Pianura erwähnte Structur, welche dadurch entsteht, dass wenigstens „zweierlei durch das Gefüge unterschiedene Massentheile“ in „wohl geordnet“ erscheinender Vertheilung das Gestein bilden; sie nennen diese Structur eutaxitisch. Die Einsprenglinge in den beiderlei, den Gesteinen ein bald gebändertes, bald geflammtes, bald geflecktes Aussehen verleihenden Massentheilen sind dieselben. Von den beiden Bestandmassen ist nach v. Fritsch die eine stets mikro- bis kryptokrystallinisch, etwas locker und porös, von braunen, selten gelblich- bis grünlichgrauen Farben; diese überwiegt und umschliesst Flasern und eckige Stücke der zweiten Bestandmasse von dunklerer Farbe, compacter und dabei glasiger oder dichter Structur. Danach liegt hier wesentlich eine bei allen Ergussgesteinen gelegentlich vorkommende, schlierige Verwebung von structurell (wohl auch

stofflich) etwas verschiedenen Ausbildungsformen desselben Magmas vor, worauf auch schon die genannten Autoren hinweisen. Doch glaubt Reiss genetisch zweierlei Eutaxitformen unterscheiden zu sollen, die eine bedingt durch structurelle Differenzirung eines einheitlichen Magmas, die andere entstanden durch Einschmelzen fremder Gesteinsstücke. Gesteine der ersten Art nennt er nach dem phlegräischen Vorkommen Piperno, solche der zweiten Art nennt er Agglomeratlaven.

Eine secundäre Structurform liegt nach v. Fritsch und Reiss in den sogenannten „gefleckten Phonolithen" vor, bei denen dunkle Partien wie unzersetzte rückständige Theile bei einer theilweisen Auslaugung und Zersetzung des Gesteins aussehen, während die helleren Theile der auffallend ausgebleichten, mürben Verwitterungsrinde vieler Phonolithe gleichen. Solche gefleckte Phonolithe wurden mehrfach als äussere Rindentheile von Phonolithgängen und Strömen beobachtet. Sauer untersuchte zwei Vorkommnisse vom Roque del Pino und Guajara-Pass auf Tenerife und fand, dass diese secundäre Structur auf folgende Weise entstand. Es bildeten sich im Gestein übereinstimmend mit der Richtung der plattenförmigen Absonderung z. Th. mikroskopische, z. Th. grosse spaltenähnliche Hohlräume, auf deren Wandungen die Auslaugungsproducte des Gesteins sich drusig in kurz prismatischen Krystallen absetzten, die wahrscheinlich dem Natrolith angehören. An den Spitzen dieser Kryställchen sitzen hie und da kleine Magnetitkrystalle auf, von denen angenommen wird, sie seien bei der Krystallisation des Natroliths mit in die Höhe gehoben; — eine Annahme, die keineswegs wahrscheinlich klingt. Die Natrolithprismen sind nicht in einem einzigen Act, sondern in zwei Stadien entstanden, wie man an einer Zonenbildung derselben bemerkt, deren Grenze durch eine feine Schicht zarten grauen Staubes markirt wird. Auf die Periode der Natrolithbildung folgt ein Absatz von Analcim, der z. Th. den Rest des Hohlraums erfüllt, z. Th. auch die angrenzenden Gesteinspartien durchtränkt. Soweit ist der Process der einer secretionären Bildung. Dazu gesellen sich zumal an den Stellen, wo die Zeolithmasse in das Gestein verläuft, concretionäre Kugelbildungen von sehr verschiedenen Dimensionen und wechselnder Häufigkeit. Diese Sphäroide bestehen aus radialgeordneten, dicht gedrängten Aggregaten sehr zarter, stark grau bestäubter Nädelchen und werden für eine Substanz der Chloritfamilie gehalten. Die Häufung dieser concretionären Gebilde an den peripherischen Theilen der Zeolith-

secretionen bedingte die oft recht regelmässige sphäroidale Abgrenzung derselben gegen das Gestein.

Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach erlauben die nephelinitoiden Phonolithe wohl nur eine weitere Gliederung nach dem Vorhandensein oder Fehlen eines Haüyn-Minerals. Da sie ziemlich ausnahmslos den Aegirin allein oder neben Augit als wesentlichen farbigen Gemengtheil führen, so kann eine Berücksichtigung der Bisilicate keine brauchbaren Anhalte liefern. Und selbst das Fehlen oder Auftreten eines Haüyn-Minerals dürfte nur bei Localuntersuchungen verwerthbar sein. Am eigentlichen Gesteinscharakter ändert dasselbe nichts.

Über die glasigen Formen der trachytoiden und nephelinitoiden Phonolithe, über Phonolithvitrophyre oder Hyalophonolithe wissen wir wenig. Die leichte Krystallisation der verhältnissmässig basischen und alkalireichen Magmen steht einer vitrophyren Erstarrung offenbar hindernd entgegen. So kennt man Hyalophonolithe als Krusten von Phonolithlaven auf den canarischen Inseln durch v. Fritsch und Reiss, ohne jedoch genauere mikroskopische Beschreibungen davon zu haben. In einem eutaxitischen Phonolith von der Fortaleza de Tigaiga auf Tenerife, dessen geologische Beschreibung die genannten Autoren (l. c. S. 158) geben, sind die dichten Schlieren ein mit cumulitischen und krystallitischen Gebilden derart erfülltes Glas, dass dasselbe ein fast mikrofelsitisches Aussehen gewinnt. Erkennbar sind trichitische und mikrolithische Sanidine und Aegirine, sowie einzelne Sanidin- und Haüyn-Einsprenglinge. Nephelin ist auffallenderweise nicht nachweisbar. Man wird versucht, nach Analogie der von Fouqué und Michel-Lévy an künstlichen Darstellungen gemachten Erfahrungen einen Theil der fasrigen, chalcedonähnlichen Krystallitaggregate für Nephelin zu halten. — Laube beschreibt (L. J. 1877. 185) einen Phonolithpechstein vom Schmiedeberger Schloss bei Weipert im Erzgebirge, in dessen mit Trichiten und Krystalliten erfüllter brauner Basis neben Sanidin und Magnetit auch Nephelin ausgeschieden ist.

Eine eigene, wohl nicht im strengsten Sinne zum Phonolith, sondern zum Elaeolithsyenit zu stellende, aber äusserlich nicht vom typischen Phonolith zu unterscheidende Gruppe bilden die mehrfach erwähnten, in der Serra de Monchique in Südportugal, am Cabo Frio, in der Serra de Tinguá und in der Serra dos Poços de Caldas in Brasilien den Elaeolithsyenit begleitenden und durchsetzenden Gänge. Ihr Gebundensein an Elaeolithsyenit giebt ihnen ihre

geologische Stellung. Sie werden allenthalben von Gängen von Akmit-Trachyten, tephritischen und verwandten Gesteinen (Nephelinbasalte, Leucitite, Limburgite) begleitet, sind mineralogisch durch die Seltenheit oder das vollständige Fehlen der Haüyn-Mineralien, hohen Aegiringehalt, Häufigkeit von Rinkit und Laavenit, structurell durch den Mangel fluidaler Erscheinung und eine allotriomorph-körnige Structur der Grundmasse charakterisirt, welche vielfach in die panidiomorph-körnige übergeht, wie sie für die Aplite bezeichnend ist. Sie sind eigentlich gangförmige Elaeolithsyenite, treten daher auch als Randfacies dieser auf und mögen nach einem ihrer Verbreitungsgebiete Tinguáite heissen. — Es ist wohl nicht ohne Bedeutung, dass auch der echte effusive Phonolith von Fernando de Noronha Einschlüsse von Elaeolithsyenit führt, und dass elaeolithsyenitische Auswürflinge auf den phonolithreichen Canarien vorkommen.

Die Reihe der Leucitphonolithe wurde durch G. vom Rath's unermüdlichen Forschereifer zunächst aus Mittelitalien, aus dem latinischen Eruptivgebiet bekannt. So findet sich unter den Gesteinen der Umgebung des Sees von Bracciano nördlich von Rom der normale Typus dieser Reihe in naher geologischer Beziehung zu trachytischen und liparitischen Felsarten einerseits, zu Leucititen und Leucittephriten andererseits. Ferner gehört hierher das Gestein aus dem ciminischen Gebirge, welches vom Rath als Trachyt beschreibt und von welchem er angiebt, dass es in einer dichten bis körnigen Grundmasse Sanidin, Augit, Magnetit, Titanit, Haüyn und accessorisch Leucit enthalte. Ebenso muss man nach der hier adoptirten Nomenclatur den Leucit-Trachyt von Viterbo desselben Forschers zu dem Leucitphonolith stellen. Das Gestein enthält Krystalle von Sanidin, Leucit, Augit, Glimmer, Magnetit und Titanit in einer Grundmasse von Sanidin, etwas Plagioklas, Augit, Magnetit und einem spärlichen Magma, d. h. amorphen Basis. Man sieht, dass alle die Varianten der Nephelinphonolithe sich hier wiederholen; bald ist eine structurlose Basis vorhanden, bald fehlt sie; das relative Mengenverhältniss von Sanidin und Leucit schwankt derart, dass das letztere Mineral bald als wesentlich, bald nur als accessorisch angegeben wird; unter den Bisilicaten wird allenthalben der Augit genannt; Plagioklas ist nur spärlich vorhanden, Titanit fast ausnahmslos. Auch der Haüyn wird genannt, wenn auch nur in einem der citirten Vorkommnisse.

Nach der Beschreibung Bucca's gehören zu den Leucitphono-

lithen gewisse Gesteine von der Roccamonfina, die er Leucitophyre nennt. Dahin rechne ich das Muttergestein der bekannten grossen Leucite, dessen Grundmasse wesentlich aus Sanidin mit etwas Plagioklas und spärlichem Leucit nebst gelblichgrünen, in anderen Proben auch orangegelben Augitmikrolithen und Magnetit, hie und da in fleckiger Anhäufung, besteht, während Leucit, Sanidin und pleochroitischer Augit die Einsprenglinge bilden. Solche Abarten finden sich über dem Dorfe Orchi zwischen Roccamonfina und Conca. Bei Valogni piccolo liegen die grossen Leucite mit Einschlüssen von idiomorphem Augit und von Grundmasse in einer braunen Glasbasis mit zahlreichen Mikrolithen von Leucit, ungestreiftem und gestreiftem Feldspath und spärlichem stark pleochroitischem Augit. Das wäre also ein vitrophyrischer Leucitphonolith. — Bedeutsam ist die Verbreitung des Plagioklas, welcher die Gesteine den latinischen Leucittephriten nahe stellt. — Für die Physiographie des Leucits ist hervorzuheben, dass Bucca die auffallende Sprödigkeit der grossen Einsprenglinge betont; er erklärt dieselbe z. Th. durch Verwitterungsvorgänge, führt sie aber z. Th. auch auf die Einwirkung hoher Temperatur (cottura) zurück. Ein solches Verhalten ist gerade bei recht grossen Individuen eines Minerals leicht verständlich, welches sich, wie der Leucit, in einem labilen Moleculargleichgewicht befindet. So beobachtet man ja auch die durch dasselbe Verhältniss bedingten optischen Anomalien an den grösseren Krystallen, sie kommen nur selten zur Erscheinung bei den sehr mikroskopisch kleinen.

Zu den eigentlichen Leucitphonolithen scheint auch ein von Sauer beschriebenes und Leucitophyr genanntes Vorkommen von Pürstein, Section Kupferberg im Erzgebirge, zu gehören. Einsprenglinge von Haüyn, Leucit und Augit liegen in einer aus Sanidin und Augitmikrolithen bestehenden Grundmasse.

Nur in losen Stücken, nicht in anstehendem Gestein kennen wir Leucitphonolithe aus den Tuffen der phlegräischen Felder bei Neapel und auf den Inseln Procida und Vivara durch die Beschreibungen von J. Roth, der diese Vorkommnisse leucitführende Sanidintrachyte nennt.

Die Leucitophyre bilden ebenfalls nur eine kleine, bisher aus dem niederrheinischen Vulkangebiet, aus dem Kaiserstuhl und aus dem Erzgebirge bekannte Reihe. Die Vorkommnisse von der Ruine Olbrück, vom Perlerkopf, von Hannebach, Engeln und Rieden, sowie von dem Eichberge bei Rothweil im Kaiserstuhl,

dessen Leucit zu Analcim pseudomorphosirt ist, bilden die typischen Vertreter, während das nur in der Grundmasse leucitführende, durch seinen Ittnerit und Skolopsit bekannte Gestein vom Steinriesenweg bei Oberbergen im Kaiserstuhl das Bindeglied nach den eigentlichen Phonolithen hin bildet. Zu der maassgebenden Einsprenglingscombination Sanidin-Leucit-Nephelin gesellt sich allenthalben Haüyn und Titanit, fast allenthalben Melanit. Wo Augiteinsprenglinge vorkommen, gehören sie den alkalireichen pleochroitischen Augiten an. In der Grundmasse herrschen Nephelin und Leucit. Sanidin tritt meistens stark zurück, Aegirin umsäumt gern die Nepheline und Leucite und giebt der richtungslosen Structur einen oft sehr prägnanten Ocellarhabitus. Accessorisch ist Biotit mit Rubellan-ähnlichem Charakter gelegentlich vorhanden. Die Grundmasse ist meistens holokrystallin und panidiomorph, doch kommen gelegentlich, zumal bei Hannebach deutlich, kleine Mengen einer gelblichen Glasbasis zur Wahrnehmung. — Die nächsten verwandtschaftlichen Beziehungen dieser Gesteine liegen nach den Leucittephriten und Leucititen hin, mit denen sie auch z. B. am Kaiserstuhl und im Erzgebirge geologisch associirt sind. Mineralogisch giebt sich das durch einen oft nicht unbeträchtlichen Gehalt (Perlerkopf) an mikroskopischen braunen Oktaëdern kund, welche ich für Perowskit halte.

Für die Systematik der phonolithischen Gesteine ist der durch Sauer's schöne Untersuchungen in geologischer und petrographischer Hinsicht vorzüglich erforschte, sogenannte Oberwiesenthaler Eruptivstock im Glimmerschiefer des Erzgebirges von Bedeutung. Derselbe ist seit lange durch die herrlichen Feldspath-Pseudomorphosen nach Leucit (cf. Bd. I. S. 281) bekannt, und umschliesst auf einem Oberflächenraum von 2 qkm in innigstem geologischem Verbande, und durch mannichfache mineralogische Übergänge verbunden, neben normalem Phonolith von oft hohem Sanidinreichthum auch Leucitophyr und verläuft andererseits in echte Nephelindolerite. Die eigentlichen Phonolithe dieser Masse werden zusammengesetzt von Sanidin, Nephelin, saftgrünem, oft sehr reichlichem Augit, nebst Haüyn, Titanit, Melanit und seltener Hornblende, welche jedoch local in grossen Krystallen sich so anreichert, dass sie die Hälfte des Gesteins ausmacht. Sauer unterscheidet bei denselben neben normalen, einsprenglingsreichen und einsprenglingsarmen trachytoiden Varietäten dichte Phonolithe, welche nur mikroporphyrische Einsprenglinge von Augit, Titanit, Melanit und Haüyn in vor-

wiegend aus Augitmikrolithen mit spärlichem Sanidin und Nephelin bestehender Grundmasse enthalten, und solche Abarten, denen eine eigentliche Grundmasse fehlt. In diesen bilden Nephelin und Sanidin „ein sehr feinkörniges Gemenge", welchem in Form von Einschlüssen zahllose kleine Kryställchen von Augit, Biotit und Melanit beigesellt oder mit welchen in ziemlich gleichmässig körnigem Verbande Augit, Titanit, Magnetit und Apatit verwachsen sind. — Der Leucit des Leucitophyrs, welcher am Hohlwege bei der Kirche von Böhmisch-Wiesenthal als 0.3 m mächtiger Gang ohne scharfe Grenze den Basalt durchsetzt, ist ebenso wie derjenige in Blöcken am Westabhang des Zirolberges in Analcim, derjenige anderer Fundstellen desselben Eruptivstocks in ein Gemenge von Feldspath und Muscovit umgewandelt. Der Nephelin dieser Gesteine ist ebenfalls oft bis zur Unkenntlichkeit verändert, beziehungsweise durch Kaolin und Limonit ersetzt. Haüyn, Titanit und Melanit bilden die Übergemengtheile.

Nach einer gefälligen Mittheilung von Herrn H. Carvill Lewis kommen in dem Gebiet von Hot Springs, Arkansas Pseudomorphosen von Feldspath und Muscovit nach Leucit vor, welche genau mit denjenigen von Oberwiesenthal übereinstimmen. Das lässt auf ein dortiges Vorkommen von Leucitophyr oder Leucitphonolith schliessen, welches um so interessanter wäre, weil an derselben Localität auch Elaeolithsyenit bekannt ist.

Tuffe der phonolithischen Gesteine

haben bisher bei mikroskopischen Untersuchungen wenig Beachtung gefunden. Die Angaben von Anger (T. M. M. 1875. 172) über Trasse des Brohlthales und des Ries bedürfen wahrscheinlich einer Revision. Er hält dieselben für Tuffe von Leucitophyren. Es gelang mir nicht, die von ihm in dem erstgenannten Vorkommen erwähnten Leucite aufzufinden. Der mineralogische Bestand der mir zu Gebote stehenden Handstücke weist auf normale Trachyte oder Sanidin-reiche Andesite in Tuffform hin. Grauwacke- und Thonschieferschilferchen, Fragmente von Titanit, braunem Amphibol und grünem Augit, sowie von Plagioklas und Sanidin bilden mit eckigen Lapilli eines gelben Glases, in welchem gelegentlich violette Augitmikrolithe liegen, den Hauptbestand. Sie liegen in einem farblosen, anscheinend amorphen Cäment, in welches unbestimmbare, graue und trübe Körnchen eingestreut sind, die in die Cämentsubstanz selbst verfliessen.

Föhr und ebenso Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 543) machten einige Mittheilungen über Phonolithtuffe des Hegau. — Sauer beschrieb die eigenthümlichen, aus Fragmenten der verschiedenen hier vorkommenden Gesteine nebst solchen ihrer Gemengtheile bestehenden Tuffe des Oberwiesenthaler Eruptivstocks. Das bald spärliche, bald reichliche Cäment hat die Eigenschaften eines homogenen, graugrünen Thonsteins. Der Verf. schliesst aus dem Bestande und der Lagerung auf eine Bildung durch Schlammeruptionen.

Renard beschreibt ein vulkanisches Conglomerat von grosser Verbreitung auf der Insel Nightingale, dessen Cäment wesentlich aus Phonolithmaterial besteht. Nephelin in Krystallen und Körnern. Augitmikrolithe von bräunlicher Farbe, und Sanidin bilden eine deutlich fluidale Grundmasse, in welcher mikroskopische Einsprenglinge von Plagioklas und brauner Hornblende, Magnetit, Biotit und Titanit liegen. Der Plagioklas ist stark corrodirt, die Hornblende hat einen deutlichen Augit-Eisenerz-Rand. In dieser Phonolithmasse liegen Bruchstücke fremder Gesteine, aus deren Anwesenheit Verf. auf die Tuffnatur des Phonolithmaterials schliesst. Schwer verständlich ist dabei die fluidale Structur.

UNIVERSITY CALIFORNIA

III. B. d. Die Familie der Dacite.

Literatur.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Verhdl. kon. Akad. Amsterdam. XXIII. 1882.

J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas eruptivas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. de la Com. del mapa geol. d'España. IX. 1882.

C. Doelter, Zur Kenntniss der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. T. M. M. 1873. 51—106.

— Über das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1879. II. 1—17.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda. 1875.

A. Hague, Abstract of report on the geology of Eureka District, Nevada. Washington. 1883.

A. Hague and J. P. Iddings, Note on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washington Territories. Amer. Journ. 1883. Sept. XXVI. 222—235.

— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. XXVII. No. 162.

— On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada. with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bull. No. 17. Washington. 1885.

— Notes on the volcanic rocks of the Republic of Salvador. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 182. 26—30.

C. Höpfner, Über das Gestein des Monte Tajumbina. L. J. 1880. II. 169.

E. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

— Eruptivgesteine von Schemnitz. L. J. 1880. I. 287.

C. von John, Über die Andesite von Rzegovina und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. 213—215.

— Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegovina. Wien. 1880.

A. Koch, Neue petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine der Gegend von Rodna. F. K. 1880. X. 219.

— Geologische Verhältnisse, Gesteine und Mineralien des Csicsóberges im Norden von Siebenbürgen. T. M. M. 1877. 327.

B. Koto, Studies on some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

R. Küch, Petrographische Mittheilungen aus den südamerikanischen Anden. L. J. 1886. I. 35—48.

G. vom Rath, Einige Beobachtungen in den Goldistrikten von Vöröschpatak und Nagyag im siebenbürgischen Erzgebirge. Sitzber. d. niederrhein. Ges. für Natur- u. Heilkunde. Bonn. 13. März 1876.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Berlin u. Cassel. 1885.

H. Stern, Über die eruptiven Gesteine des Gebirges zwischen O-Sopot und Dolnya-Ljubkova im Krassó-Szörenyer Comitate. Mitth. aus dem Jahrb. d. kön. ungar. geolog. Anstalt. 1883. VI. Heft 7.

Ph. Wolf, Viaja cientificos por la Republica del Ecuador, verificados y publicados por ordre del Supremo Gobierno de la misma republica. Guayaquil. 1879.

Unter dem Namen Dacit sind hier alle quarzführenden Kalknatronfeldspathgesteine der neovulkanischen Ergussreihe verstanden. Dieselben bilden in Verbindung mit den Andesiten die jüngeren Aequivalente der verschiedenen Arten der dioritischen und gewisser Gabbrogesteine, sowie der eigentlichen Porphyrite und gewisser Augitporphyrite in der palaeovulkanischen Reihe. Die Gründe, warum eine strengere Scheidung nach dem Quarzgehalt weder bei den Dioriten noch bei den Porphyriten versucht wurde, finden sich an früherer Stelle. Viele derselben würden sich auch für eine gemeinschaftliche Behandlung der Dacite und Andesite geltend machen lassen. Gelegentlich der Porphyrite wurde auf eine bestimmte Gruppe derselben hingewiesen, welche ihrem eigensten Wesen nach eigentlich Quarzporphyre waren, bei denen die Sanidinbildung erster Generation unterblieb. Unter den neovulkanischen Plagioklasgesteinen mit Quarzgehalt ist gerade diese Familie eine weit verbreitete und so liegen die nächsten Beziehungen der Dacite z. Th. weit mehr nach der Seite der Liparite hin, als nach derjenigen der Andesite. Dieses Verhältniss war bestimmend für die strengere Abscheidung der Dacite. — Vergleicht man nun die Liparit-Trachytreihe mit der Dacit-Andesitreihe, so ergiebt sich insofern eine Discordanz in der systematischen Behandlung, als man den Lipariten nicht nur diejenigen Vorkommnisse zuweist, welche wirklich Quarz enthalten, sondern auch diejenigen, welche ihn bei holokrystalliner Entwicklung enthalten würden, während man zu den Daciten nur solche Plagioklasgesteine der neovulkanischen Effusivreihe zählt, welche thatsächlich in der intratellurischen Entwicklungsperiode Quarz ausschieden. Diese Ungleichheit in der Behandlung ist zunächst allerdings nicht logisch begründet, sondern historisch geworden. Sie hat jedoch ihre gute Berechtigung, ganz abgesehen von der historischen Entwicklung, auch darin, dass mit dem vorhandenen oder fehlenden Quarzgehalt allerdings bei den meisten

Typen dieser Familie auch unverkennbare habituelle und structurelle Unterschiede verbunden sind.

Der Name Dacit wurde bekanntlich von Fr. von Hauer und G. Stache (Geologie Siebenbürgens 1863, S. 70, 79) als Synonym für ältere Quarztrachyte mit herrschendem Oligoklas und Amphibol gegenüber den jüngeren Quarztrachyten (Rhyolithen) mit herrschendem Sanidin und Glimmer in Vorschlag gebracht. Innerhalb der Dacite werden von diesen Forschern und z. Th. auch von ihren Nachfolgern auf dem Gebiete der Erforschung der Geologie Siebenbürgens weitere Typen unterschieden als andesitische Dacite, granitoporphyrische Dacite und grünsteinähnliche Dacite. In der Anwendung des Namens Dacit weichen die petrographischen Systematiker einigermaassen von einander ab. Bei J. Roth ist der Umfang der Dacitfamilie ziemlich entsprechend demjenigen bei v. Hauer und Stache, nur ist die, allerdings unhaltbare strengere Betonung der Hornblende gegenüber Biotit nicht beibehalten worden. F. Zirkel dagegen gebraucht (Microscop. Petrogr.) die Bezeichnung Dacit nur für Gesteine, welche wesentlich der Unterabtheilung andesitischer Dacit bei v. Hauer und Stache angehören würden, während die grünsteinähnlichen Dacite mit dem von v. Richthofen eingeführten Namen Quarzpropylit belegt werden. — An dieser Stelle sind unter Dacit auch die wenigen Vorkommnisse subsumirt, welche an farbigen Silicaten allein oder herrschend einen Pyroxen führen, oder ganz frei von farbigen Silicaten (Biotit, Amphibol und Pyroxen) sind. Insofern aber schliessen wir uns strenger an v. Hauer und Stache an, als wir auf den Quarz erster Generation Gewicht legen, während J. Roth auch solche Gesteine zum Dacit stellt, welche nur in der Grundmasse Quarz ausgeschieden enthalten.

Mineralogische Zusammensetzung der Dacite.

Als wesentliche Gemengtheile enthalten die Dacite neben Kalknatronfeldspath und Quarz, von einzelnen Ausnahmen abgesehen, eines oder mehrere Mineralien aus der Familie der Biotite, Amphibole und Pyroxene. Allverbreitet, aber in geringer Menge, führen sie Eisenerze (Magnetit, Ilmenit), Apatit und Zirkon. Sanidin scheint gelegentlich neben Plagioklas vorzukommen. Accessorisch sind Granat, Cordierit, Titanit, Tridymit u. a. Mineralien beobachtet worden. Der Bestand der Grundmasse ist ein substantiell und structurell sehr wechselnder.

Eine allgemein gültige Darstellung des Mineralbestandes der

Dacite ist nicht wohl zu geben, da der Habitus der Gemengtheile in den verschiedenen Typen sehr wechselt.

Unter den Feldspatheinsprenglingen herrschen ganz entschieden die Kalknatronfeldspathe; der sichere Nachweis von Sanidin unter denselben ist nur an sehr wenigen Gesteinen erbracht. Man kennt von Kalknatronfeldspathen solche aus der Oligoklas-, der Andesin- und der Labradoritreihe. Basischere Mischungen scheinen nur als Kerne der sehr oft zonar aufgebauten Einsprenglinge vorzukommen, deren Bildung oft in sehr frühe Zeiten der intratellurischen Entwicklung zurückreicht. — Die Form ist gern tafelförmig nach M, seltener prismatisch nach der Brachyaxe. Die Spaltbarkeit ist die normale. Der Habitus ist in gewissen Dacittypen derjenige des Mikrotins und dann kommen ausser den älteren associirten Mineralien (Eisenerz, Apatit, Zirkon, Biotit, Amphibol, selten Pyroxen) fast ausschliesslich Glas- und Gaseinschlüsse in denselben vor; — in anderen Typen ist der Habitus der derbe und dann sind Flüssigkeitseinschlüsse sehr verbreitet, Glaseinschlüsse selten. — Die Erscheinungen der Zwillingsbildung und die Zersetzungsphänomene finden S. 654 bei den andesitischen Gesteinen ihre Besprechung. — Die Feldspathe der Grundmasse sind je nach dem Gesteinstypus bald leistenförmig, bald angenähert cubisch oder parallelopipedisch, also quadratisch oder kurzrectangulär in den Durchschnitten, seltener bilden sie allotriomorphe Aggregate. Zwillingslamellirung ist bei der lang leistenförmigen Ausbildung sehr oft, bei der kurzrectangulären seltener, bei allotriomorpher recht selten zu beobachten.

Der Quarz als Einsprengling ist bald streng idiomorph und bildet Dihexaëeder mit oder ohne schmale Abstumpfung der Mittelkanten, bald sind seine Ecken und Kanten wohl in Folge magmatischer Resorptionen bis zur Körnerform abgerundet. Besonders im letzteren Falle findet man ihn dann gelegentlich von Kränzen aus Amphibol oder Pyroxenmikrolithen eingefasst, wie das bei mechanisch eingeschlossenen Quarzen in den Erguss- und Ganggesteinen so oft der Fall ist. Ohne die Strenge einer gesetzmässigen Beziehung kann man es doch als Erfahrungssatz aussprechen, dass der Idiomorphismus der Quarzeinsprenglinge in umgekehrtem Verhältniss zur krystallinen Entwicklung der Grundmasse steht. — Einbuchtungen und Einschlüsse sind sehr verbreitet. Sonst ist der Reichthum an Einschlüssen von Flüssigkeiten, Glasdihexaëdern oder rundlichen Glaseiern und Gasen ein sehr wechselnder. Span-

nungsphänomene um diese Einschlüsse sind nicht selten, zumal um die glasigen Interpositionen, welche wohl stets farblos sind auch dann, wenn dieselben in den Feldspathen oder Pyroxenen eine deutliche Färbung zeigen. Dieser Unterschied hängt mit dem relativen Alter von Feldspath und Quarz im Gestein zusammen. Man findet vielfach angegeben, dass in gewissen Dacittypen die Quarze nur Glas, in andern nur Flüssigkeiten enthalten. Auch das ist wohl nicht ganz streng richtig, jedoch gilt auch hier, dass Glaseinschlüsse in den vitrophyrischen und hypokrystallinen Typen der Familie häufig, in den holokrystallinen selten sind. Einschlüsse von cubischen Kryställchen in den Flüssigkeitseinschlüssen und Interpositionen von liquider Kohlensäure sind spärlich (Gegend von Schemnitz in Ungarn und nach Zirkel bei Golconda in Nevada). Einschlüsse von älteren Mineralien und solche von unbestimmbaren farblosen, lang nadelförmigen Mikrolithen sind ohne weitere Bedeutung. — Wo der Quarz in der Grundmasse der Dacite zur Ausbildung gelangte, und dieses ist fast ausschliesslich bei den holokrystallin-porphyrischen Typen der Fall, zeigt er alle die Erscheinungsformen, wie in den mikrogranitischen Quarzporphyren. Doch sind granophyrische Verwachsungen mit Feldspath überaus selten.

Die Glimmer, Amphibole und Pyroxene, von welch letzteren sowohl monokline, wie rhombische gelegentlich vorkommen, sind durchaus dieselben wie bei den Andesiten und werden dort besprochen werden. — Das Gleiche gilt für alle übrigen Gemengtheile, wesentliche und accessorische.

Die Grundmassen der Dacite sind derart verschieden, dass sie bei den einzelnen Typen geschildert werden müssen.

Classification und Structur der Dacite.

Die grosse Mannichfaltigkeit in der äusseren Erscheinung der Dacite hat z. Th. wohl ihren Grund darin, dass diese Gesteine z. Th. nicht im strengsten Sinne Effusivgesteine, sondern vielmehr Intrusivgesteine, andererseits darin, dass durch tiefeingreifende chemische Veränderungen der ursprüngliche Habitus mehr oder weniger vollkommen verwischt ist. Letzteres treffen wir nach den übereinstimmenden Beobachtungen von v. Richthofen und seinen Nachfolgern in der ungarisch-siebenbürgischen und in der nordamerikanischen Geologie ganz besonders oft dann, wenn in der Begleitung der Dacite edle Erze auftreten. Man hat daher von jeher den sich hierdurch herausbildenden eigenthümlichen Habitus (Proplyit-

habitus, Grünsteinhabitus) in ursächliche Beziehung zur Erzführung gebracht. Derselbe Habitus entwickelt sich unter analogen Verhältnissen auch an andesitischen Gesteinen. Da nun nach ZIRKEL's Angabe, der diesen propylitischen Habitus mit grosser Sorgfalt zuerst genau mikroskopisch studirte, die quarzpropylitischen und die propylitischen Gesteine sich, vom Quarzgehalt abgesehen, in allen wesentlichen Punkten gleich verhalten, so sollen dieselben gelegentlich der Andesite gemeinschaftlich behandelt werden.

Es blieben dann von den Dacittypen v. HAUER's und STACHE's der granitoporphyrische und der andesitische Typus übrig, deren äussere Erscheinung sehr gut durch die gewählten Epitheta charakterisirt wird. — DOELTER theilte die von ihm mikroskopisch untersuchten ungarisch-siebenbürgischen Dacite in granitoporphyrische, trachytische und porphyrartige ein. Die erste Gruppe ist durch starkes Zurücktreten der Grundmasse und dadurch bedingten angenähert körnigen Habitus der Gesteine ausgezeichnet, und findet sich besonders in der Umgebung von Rodna und im Vlegyasza-Gebirge. — Die zweite Gruppe der trachytischen Dacite dürfte mit den andesitischen Daciten v. HAUER-STACHE's sich ziemlich decken. Bei trachytischem Habitus sind sie biotitreich; ihr Quarz tritt nur in Einsprenglingen auf und fehlt in der Grundmasse. Überdies hatten die Quarz-Einsprenglinge niemals Einschlüsse der Grundmasse. G. VOM RATH möchte zufolge des abweichenden Habitus diese in der Gegend von Nagyag, Offenbanya, Szarkó, Herczegany und im Stuhlweissenburger Comitat zwischen Pakozd und Suckoró verbreiteten Gesteine nicht zum eigentlichen Dacit stellen. Die porphyrartigen Dacite besitzen den Habitus der Quarzporphyre; sie sind an Einsprenglingen arm und treten besonders bei Nagyag und Offenbanya auf.

Hier sollen die Dacite in 1) holokrystalline Dacite, 2) Felsodacite, 3) andesitische Dacite und 4) Hyalodacite eingetheilt werden.

Die holokrystallinen Dacite besitzen wesentlich den Habitus einsprenglingsreicher oder einsprenglingsarmer Dioritporphyrite und sind dem Aussehen nach von diesen oft nicht zu unterscheiden. Neben herrschenden Einsprenglingen von Plagioklas (Andesin und Labrador sind am häufigsten) tritt bald Biotit, bald Hornblende, bald diese beiden Mineralien und Quarz auf. Der in frischem Zustande stets braune Biotit, sowie die bald braune, bald grüne Hornblende besitzen nicht selten, letztere zumal bei brauner Farbe, Kränze von Magnetit, denen Augit in wechselnder Menge

und Deutlichkeit beigemengt ist. Die Breite dieser Kränze ist umgekehrt proportional der Grösse des Biotits und Amphibols, welche vollständig unter Hinterlassung von Magnetit-Augit-Aggregaten verschwinden können. — Pyroxen als ursprünglicher Gemengtheil pflegt vollkommen zu fehlen. — Die Plagioklase haben derben oder doch nur wenig ausgeprägten Mikrotin-Charakter. — Die Grundmasse besteht aus einem holokrystallinen, dabei meistens panidiomorphen Gemenge von Feldspath und Quarz, welchem chloritische Zersetzungsproducte hie und da beigemengt sind. Der Feldspath zeigt quadratische und kurzrectanguläre Schnitte, welche theils deutlich gestreift, theils ungestreift sind. Die Bauschanalysen lassen Sanidin unter diesen Feldspathen vermuthen. Der Quarz ist z. Th. ebenfalls idiomorph oder bildet rundliche Körner. Flüssigkeits- oder Glaseinschlüsse fehlen den Gemengtheilen der Grundmasse fast stets. Dadurch dass der Quarz die Feldspath-Intervalle ausfüllt und die eigene Form aufgiebt, geht die Grundmassenstructur in die hypidiomorphe über. Sinkt ihr Korn unter gewisse Grössen herab, so pflegen auch die Feldspathe ihre idiomorphe Begrenzung einzubüssen und die Grundmasse wird allotriomorph-körnig. Die Bestimmung ihres Mineralbestandes als Quarz und Feldspath stützt sich dann wesentlich auf die chemische Analyse und den Analogie-Schluss.

Vorzügliche Repräsentanten dieses Typus liefern die Steinbrüche bei Kis Sebes an der Körös in Siebenbürgen und die „porphyres bleus“ des Esterel-Gebirges (oberhalb des Gehöftes Grands Caous und nördlich des Collège von Boulouris, St. Raphael, mit spärlichem accessorischem Granat). — Sehr feinkörnige allotriomorph-körnige Grundmasse haben die Gesteine von Panyik bei Klausenburg. — Dieser Typus scheint nahe verwandt mit den Banatiten zu sein, wie denn Stern die Vorkommnisse zwischen O-Sopot und Dolnya-Ljubkova (mit Augit) geradezu Dacite nennt.

Nach Ant. Koch findet sich dieser Typus auch bei Rodna, C. v. John beschreibt ihn von Lubowija in Bosnien-Herzegowina. Nach Stelzner's Darstellung gehört hierher das durch seine scharf von (110) (010) (1̄11) (001) begrenzte, Glaseinschlüsse führende, grüne Hornblende ausgezeichnete Gestein von den Cerros blancos bei Zonda, Prov. S. Juan, Argentinische Republik. — Aus dem Indischen Archipel kenne ich ihn vom Vulkan Goenoeng Tiga bei Moedieq Padang auf Sumatra durch Verbeek's Freundlichkeit, und von Tjimai in der Gegend von Djampang Koelon auf Java. Es scheinen auch hierher

die von Behrens beschriebenen Vorkommnisse vom Liman zu gehören, sowie von Koto beschriebene Gesteine von Sitaru und Kamifunabura in Japan. — G. vom Rath beschreibt diesen Typus mit allotriomorpher Grundmasse vom Vulkan Mojanda in Ecuador (Z. D. G. G. 1875, XXVII, 302), Salv. Calderon von Cabo de Gata (mit Pyroxen, Cordierit und Granat). — Auch ein Theil der Timazite Serbiens gehört an diese Stelle, während andere mit diesem Namen belegte Gesteine, zumal auch die von Breithaupt beschriebenen (mit 46% und 51% SiO_2) unmöglich hierher gehören können.

Die Felso-Dacite sind ebenfalls entschiedene Biotit- und Amphibolgesteine, deren Gemengtheile die gleichen Eigenschaften besitzen, wie in den holokrystallin-porphyrischen Daciten. Es scheint, als ob gerade in diesem Typus der Sanidin unter den Einsprenglingen verhältnissmässig häufig sei. Der Einsprenglingsquarz ist fast immer deutlich dihexaëdrisch. Die Grundmasse ist wesentlich mikrofelsitisch oder ein Gemenge von Mikrofelsit mit kryptokrystallinen Aggregaten in allotriomorpher Ausbildung. Zu betonen ist die verhältnissmässige Seltenheit sphärolithischer Gebilde, die Häufigkeit fluidaler Phänomene. Nicht selten tritt ein saures Gesteinsglas in schlierige Verwebung mit dem Mikrofelsit und bedingt eine Lagenstructur, wie in den Felso-Lipariten. Übergänge in Liparite werden vielfach erwähnt. Dieser Typus ist verbreitet in der Umgegend von Schemnitz und hier, soweit man nach Handstücken urtheilen kann, nahe verknüpft mit den Felsolipariten. Doelter erwähnt ihn als häufig im Vlegyasza-Gebirge, bei Bogdan u. a. O. Sehr schön findet er sich am Csicsó-Berge im nördlichen Siebenbürgen. Stelzner beschreibt denselben aus der Gegend von Gualilan in der Provinz S. Juan, Argentinische Republik. — Sehr schön (auch cordierithaltig) findet er sich am Cabo de Gata in der Provinz Almeria, Spanien. — Nach den Schilderungen der amerikanischen Petrographen fehlt er auch in den gewaltigen Vulkangebieten der centralen und westlichen Vereinigten Staaten nicht und geht hier einerseits in Liparite, andererseits in Biotit-Andesite über. Ja nach Zirkel's Darstellung in der Petrographie des 40. Parallels scheint dieser Typus dort der herrschende zu sein und zeichnet sich hier durch eine entschiedene Neigung zur Sphärolithbildung aus. Er beschreibt ihn u. a. O. von American City und den Hügelketten nördlich von Devils Gate in Washoe, vom Berkshire Cañon, Mullen's Gap westlich Pyramid Lake und aus der Shoshone Range.

Der Typus der andésitischen Dacite ist wesentlich durch die Structur seiner Grundmasse von den übrigen unterschieden. Diese besteht vorwiegend aus schmalen Feldspathleistchen in fluidaler Anordnung, welche durch geringe Mengen einer Glasbasis verkittet werden. Ihre Structur ist also hyalopilitisch. Mit zunehmenden Dimensionen der Feldspathleistchen nimmt der Glaskitt ab bis zur Entwicklung einer holokrystallinen und fluidalen Mikrolithengrundmasse. Nach der andern Richtung geht dieser Typus durch Zunahme der Glasbasis in denjenigen der Hyalodacite über. Die Grundmasse ist durchaus frei von Quarz in den meisten Fällen; wo dieser sichtbar ist, stellen sich gelegentlich granophyrische Verwachsungen mit Feldspath ein. Für den Bestand dieses Dacittypus ist die Seltenheit des ungestreiften Feldspaths, die öftere Anwesenheit von Augit neben Biotit und Hornblende, die Häufigkeit von Resorptionsphänomenen an den beiden letztgenannten Gemengtheilen zu betonen. — Tridymit scheint dann besonders gern vorzukommen, wenn die Grundmassse glasreicher wird. — Dieser Typus hat eine ziemliche Verbreitung in der Gegend von Schemnitz; Budai beschreibt ihn, wenn ich richtig verstehe, aus der südlichen Hargitta, C. v. John von Rybie in Westgalizien. Durch Handstücke kenne ich ihn aus dem Kotlenik-Gebirge in Serbien, Niedzwiedzki scheint er vom Nordabhang des Vitosgebirges vorgelegen zu haben. Bei Schemnitz (z. B. zwischen Repistye und Vichnye, Riegelberg, Giesshübler Berge, hier mit Granat nach Szabó, Kozelniker Thal, Spitzenberg, hier mit Quarz in der Grundmasse nach Hussak) finden sich Übergänge in Felsodacite. — Becke beschreibt als quarzführenden Augitandesit einen Dacit vom Palandokän in Armenien, dessen Quarzeinsprenglinge rundliche Körner bilden, sich durch Glaseinschlüsse aber als authigen ausweisen und stets von einem Hofe von trüber, bräunlicher Glasbasis umgeben sind, die sich auch in sie einbuchtet und verschieden ist von der farblosen Glasbasis des Gesteins. In dem bräunlichen Glashofe der Quarze häufen sich zahlreiche Augitmikrolithe. Das Gestein erinnert in einigen Punkten an Diller's quarzführende Basalte. Das specifische Gewicht desselben (2.631) lässt nicht auf hohe Acidität schliessen. — Gangförmig treten am Palandokän nach demselben Forscher auch „Quarz-Biotit-Andesite" auf, deren Grundmasse aus kugligen Gebilden körniger Textur ohne radiale Anordnung besteht. Nach aussen lösen sich diese in einzelne, von Glasmasse verkittete Körner auf. Die Kugeln scheinen aus triklinem Feld-

spath zu bestehen. Die Einsprenglinge sind Plagioklas, Quarzkörner mit Glaseinschlüssen und stets von einem Hofe von Feldspathkörnern umgeben, spärlich Biotit und Pyroxen.

Aus den südamerikanischen Anden kennen wir den Dacit durch die eingehenden Untersuchungen von Höpfner an dem Gestein des Monte Tajumbina in Columbien. Einsprenglinge von Plagioklas mit ausserordentlich schön entwickelter isomorpher Schichtung bei stark nach aussen abnehmender Basicität, Biotit und Amphibol mit deutlichen Resorptionsphänomenen, Augit, Quarz und Apatit liegen in einer andesitisch struirten Grundmasse aus Feldspath, Augit und Magnetit mit Glaskitt. Um den Quarz finden sich Amphibolkränze. Hervorzuheben ist eine für die Lehre von der Krystallisation eruptiver Magmen wichtige Angabe. Verf. glaubt nemlich annehmen zu sollen, dass die Bildung der Augite und Hornblenden nicht vor, sondern in die Periode der Feldspathausscheidung falle. Er sagt l. c. S. 173: „Zweifellos bildete sich Hornblende und Augit nach Beginn und vor Schluss der Feldspathausscheidung; nach Beginn derselben, weil die Feldspathe Augite und auch Hornblenden einschliessen, vor Schluss derselben, weil die kleinsten Augite scharf begrenzt in einem Gemenge von kleineren, nicht scharf begrenzten Feldspathen und von Magma schwimmen.“ Die Beweisführung für den aufgestellten Satz ist offenbar nicht stichhaltig, sie nöthigt vielmehr zur Annahme des Gegentheils. Aber der Verf. hat, wie auch sonst aus der schönen, ergebnissreichen Arbeit hervorgeht, die verschiedenen Generationen von Augit nicht auseinandergehalten. Dass vereinzelt Einschlüsse von Plagioklas in Hornblende beobachtet wurden, ist, falls nicht Deformationen der Hornblende vorhergingen, ein Beweis für sehr frühen Beginn der intratellurischen Feldspathbildung. Es wäre zu erwarten, dass dieser Feldspath zum Anorthit gehöre. Angaben hierüber enthält die Arbeit nicht. — Zwischenglieder zwischen eigentlichen Daciten und Biotit- oder Hornblende-Andesiten scheinen nach den Schilderungen von Th. Wolf, G. vom Rath und C. W. Gümbel in den südamerikanischen Anden sehr verbreitet zu sein.

Die Hyalodacite sind einsprenglingsreiche Dacitgläser und gehen durch Zurücktreten der Einsprenglinge in Dacitpechsteine, Dacitperlite, Dacitobsidiane und Dacitbimssteine über. Der wesentliche Charakter derselben ist darin zu sehen, dass die krystallinen Ausscheidungen in der Effusionsperiode wenig zahlreich sind oder ganz fehlen; das Zurücktreten der intratellurischen Ausscheidungen bedingt der Übergang in die Gläser. Die Hyalodacite

unterscheiden sich nur durch das Fehlen oder doch starke Zurücktreten des Alkalifeldspaths von den Hyaloliparitenen; die Structurformen sind in beiden Gruppen durchaus die gleichen. Als genetisch bedeutsam ist es hervorzuheben, dass in den Hyalodaciten die Resorptionsphänomene um Biotit und Hornblende fehlen. Die rasche Erstarrung des Gesteins bei der Effusion, welche die Krystallisation der Grundmasse hinderte, liess auch chemische Veränderungen der intratellurischen Ausscheidungen nicht zu. Dass der Aufstieg dieser Gesteine in den Eruptionscanälen ein z. Th. sehr heftiger und tumultuarischer war, darauf weisen die gerade hier überaus häufigen Zerbrechungen der Einsprenglinge hin.

Einen typischen vitroporphyrischen Biotit-Dacit stellt Szabó's Oligoklas-Biotit-Quarz-Trachyt von Deménd bei Erlau in der Matra dar. Ausser den genannten Mineralien liegen Magnetit, Apatit und spärlicher Zirkon in der hellgraugelblichen, globulitisch gekörnelten Glasbasis. Mikrolithische Ausscheidungen fehlen vollständig. Die Basis nimmt hie und da perlitischen und bimssteinähnlichen Charakter an. Sehr nahe verwandt scheinen die von Hague besprochenen, geologisch mit Amphibolandesiten verknüpften vitrophyrischen Dacite des Eureka-Districts in Nevada zu sein. — Eine höchst interessante Gruppe von Hyalodaciten beschreibt Küch von dem Cumbal, dem Azufral von Tuquerres, aus der Gegend von Pasto, vom Chiles und vom Cerro negro de Mayasquer. Dieselben enthalten als farbige Silicatgemengtheile z. Th. Amphibol, z. Th. Biotit mit oder ohne Pyroxen, z. Th. vorwiegend Pyroxen mit untergeordnetem Biotit. Zu den letzteren gehört das eingehend beschriebene Gestein vom Cumbal. Einsprenglinge von Andesin nebst sehr wenig Sanidin, Hypersthen und Augit, sowie Quarz in rundlichen Körnern liegen in einer Grundmasse aus reichlichem Glase mit Feldspathleistchen, Pyroxenkryställchen und mikrolithischen Quarzdihexaëdern, etwas Magnetit und Apatit. Die wenigstens in ebenso reichlicher Menge, wie Feldspath, in der Glasbasis auftretenden Quarzdihexaëder zweiter Generation von durchschnittlich 0.02 mm, oft auch nur 0.005 mm Durchmesser sind sehr scharf idiomorph und enthalten oft grosse centrale Glaseinschlüsse. Um sie herum zeigt das Glas oft Spannungsphänomene, die sich in Rissen und Sprüngen und einer schwachen Aufhellung zwischen gekreuzten Nicols kundgeben. Nicht selten ist das farblose Glas felsosphärolithisch entglast. Diese Quarzdihexaëder zweiter Generation in reichlichem Glase sind von hohem Interesse für die vulkanische Gesteinsbildung.

— Derselbe Verfasser beschreibt einen perlitischen Hyalodacit von der Loma de Ales zwischen Pasto und dem Azufral de Tuquerres, der neben Kalknatronfeldspath nur wenig Sanidin, grünen Amphibol, wenig Quarz, Apatit und Zirkon als intratellurische Bildungen führt. Die Perlitkugeln geben ein Interferenzkreuz, welches mit den von Fouqué an Glaskugeln im Andesitbimsstein von Santorin beschriebenen verglichen wird. Über den Charakter dieser Doppelbrechung wird nichts mitgetheilt. Bedeutsam ist die Beobachtung, dass die Centren dieser doppelbrechenden Glaskugeln auffallend widerstandsfähig gegen Flusssäure waren. — Hyalodacite, welche in Dacitgläser übergehen, sind auch im Great Basin nach Hague und Iddings verbreitet und manche Obsidiane dieses Gebietes sowie aus Californien dürften hierher gehören. Geologisch wie mineralogisch sind auch hier die Beziehungen zu Biotit- und Amphibol-Biotit-Andesiten unverkennbar. — Das Gleiche gilt nach denselben Autoren für die Dacite der Republik Salvador, welche in mannichfacher Entwicklung (z. Th. Hypersthen- und Augit-führend) am Cerrito de Avila, am Cerro la Tabla, bei San Sebastian u. a. O. vorkommen. — Einen vitrophyrischen Augitdacit mit brauner Glasbasis beschreibt Koto von Hosio am Arafune Peak in Japan.

Ein den Hyalonevaditen der Quarztrachytfamilie entsprechender Typus von Hyalodaciten tritt ebenfalls in Amerika auf. Es ist das jenes schöne Gestein von Lassen's Peak in Californien, auf welches hin v. Richthofen den Nevadittypus aufstellte. Nach den Untersuchungen von Hague und Iddings besteht dasselbe aus farblosem Glase von fast bimssteinähnlichem Charakter mit wechselndem, aber nie hohem Gehalt an mikrolithischen Gebilden zweiter Generation (Hornblende, etwas Biotit, Pyroxen, Magnetit) und zahlreichen grossen Einsprenglingen von Plagioklas, Biotit, Amphibol und Quarz, sowie seltenem Pyroxen. Die geringe Menge der glasigen Grundmasse weniger, als ihre Farblosigkeit lässt sie gegen die Einsprenglinge zurücktreten und bewirkt so einen bei flüchtiger Betrachtung fast granitischen Habitus. — Eine gewisse Verwandtschaft mit diesem Gestein hat ein Vorkommen, welches Th. Wolf aus der Provinz Azuay in Ecuador beschrieb. Zahlreiche Dihexaëder und Körner von Quarz und stark corrodirte, in geringerer Menge auftretende Plagioklasindividuen liegen in einer Bimssteingrundmasse. Farbige Silicatgemengtheile und Magnetit fehlen durchaus. Dieses auffallende Gestein bildet zwei isolirte Bergmassen zwischen den Flüssen Oña und Udushapa und dem Udushapa und Tablayacú, östlichen Nebenflüssen des Rio Leon.

III. B. e. Die Familie der Andesite.

Literatur.

G. J. A. Artopé, Über augithaltige Trachyte der Anden. Göttingen. Inaug.-Diss. Jahr?

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. In H. Abich, Geologische Forschungen in den Kaukasischen Ländern. II. Geologie der armenischen Hochebene. 1. Westhälfte. Wien. 1882. 329—364.

A. Becker, Über die dunklen Umrandungen der Hornblende und Biotite in den massigen Gesteinen. L. J. 1883. II. 1.

Geo. F. Becker, The geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington. 1882.

— The Washoe rocks. California Acad. of Science. Bull. 1886. II. 6.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. Amsterdam. 1880.

— Die Gesteine der Vulkane von Java. Verhdl. kon. Akad. Amsterdam. XXIII. 1882.

G. A. Bertels, Ein neues vulkanisches Gestein. Verhdlgn. d. Würzburger phys.-med. Ges. Neue Folge. VIII. 1874.

Jos. Blaas, Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. T. M. P. M. 1880. III. 457—503.

T. G. Bonney, On some specimens of lava from Old Providence Island. Mineral. Mag. VI. No. 27. 39—45.

R. Bréon, Notes pour servir à l'étude de la géologie de l'Islande et des îles Foeroe. Paris. 1884.

L. Bucca, Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerete, prov. di Roma. Boll. R. Com. geol. Roma. 1886. No. 5 u. 6.

— Il monte di Roccamonfina. Ibid. 1886. No. 7 u. 8.

— Le Andesiti dell' Isola di Lipari. Ibid. 1885. No. 9 u. 10.

J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—303.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. Com. del Mapa geológ. de España. IX. 1882.

E. Cohen, Über Lava von Hawaii und einigen anderen Inseln des grossen Oceans etc. L. J. 1880. II. 23—62.

— Lava vom Ilopango-See. L. J. 1881. II. 205.

W. Cross, On hypersthene-andesite. Amer. Journ. 1883. XXV. No. 146. 139—144.

— On hypersthene-andesite and on triclinic pyroxene in augitic rocks. Bull. U. S. geol. Survey. No. 1. Washington. 1883.

C. Whitman Cross, Explanatory note concerning triclinic pyroxene. Amer. Journ. July 1883. XXVI. 76.

Ch. Whitman Cross and L. G. Eakins, On ptilolite, a new mineral. Ibid. 1886. XXXII. 117.

A. Daubrée, Phénomènes volcaniques du détroit de la Sonde (26 et 27 août 1883; examen minéralogique des cendres recueillies. C. R. 1883. XCVII. No. 21. 1100.

M. Deiters, Die Trachytdolerite des Siebengebirges. Z. D. G. G. 1861. XIII. 99—140.

J. S. Diller, Lava from the volcano on Bogosloff Island. Science. V. No. 103. Jan. 1885. 66.

Corn. Doelter, Zur Kenntniss der quarzführenden Andesite in Siebenbürgen und Ungarn. T. M. M. 1873. 51—106.

— Die Trachyte des siebenbürgischen Erzgebirges. T. M. M. 1874. 13—30.

— Über einige Trachyte des Tokaj-Eperieser Gebirges. T. M. M. 1874. 199—222.

— Tridymitvorkommen aus dem Hargitta-Stock in Siebenbürgen. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1876. No. 14. 331—333.

— Über das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1879. II. 1—17.

— Über das Vorkommen des Propylits in Siebenbürgen. Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1879. II. 27—29.

— Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien. 1878. XXXIX.

R. von Drasche, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1—12.

— Die Insel Réunion im indischen Ocean. Wien. 1878.

— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien. 1878.

Fr. Eigel, Über einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. T. M. P. M. 1886. VIII. 62.

H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Bull. Com. geol. d'Italia. 1881.

— Die Feldspäthe von Pantelleria. Z. X. 1883. VIII. 155—168.

H. von Foullon, Über die Eruptivgesteine Montenegros. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1884. XXXIV. 102.

Fr. Fouqué, Nouveaux procédés d'analyse médiate des roches et leur application aux laves de la dernière éruption de Santorin. Mém. prés. par divers savants. Paris. XXII. No. 11. 1874.

— Etude des nodules à oligoclase des laves de la dernière éruption de Santorin. C. R. 2 août 1875. LXXXI.

— Nodules à wollastonite, pyroxène fassaïte et grenat mélanite des laves de Santorin. C. R. 15 mars 1875. LXXX.

— Sur les inclusions vitreuses renfermées dans les feldspaths des laves de Santorin. C. R. 1873. LXXVII. 1322.

— Recherches minéralogiques et géologiques sur les laves des dykes de Théra. Rapport par A. Daubrée. C. R. 13 novembre 1876. LXXXIII.

— Santorin et ses éruptions. Paris. 1879.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda. 1875.

A. Frenzel, Mineralogisches aus dem Ostindischen Archipel. T. M. P. M. 1880. III. 289—300.

C. A. Gümbel, Nachträge zu den Mittheilungen über die Wassersteine (Enhydros) von Uruguay und über einige süd- und mittelamerikanische sogenannte Andesite. S. M. A. 1881. 3. 321—368.

Arn. Hague, Abstract of report on the geology of Eureka District, Nevada. Washington. 1883.

Arn. Hague and Jos. P. Iddings, Notes on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washoe Territory. Amer. Journ. 1883. Sept. XXVI. 222—235.

— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. June. XXVII. No. 162.

— On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. U. S. geol. Survey. Bullet. No. 17. Washington. 1885.

— Notes on the volcanic rocks of the Republic of Salvador. Amer. Journ. 1886. XXXII. No. 182. 26—30.

Vinc. Hansel, Die petrographische Beschaffenheit des Trachytes der südlichen Bukowina. Verhdlgn. der k. k. geol. Reichsanst. 1877. No. 9. 150—153.

Fr. Hatch, Hypersthenandesit aus Perú. L. J. 1885. II. 73—78.

— Über die Gesteine der Vulkangruppe von Arequipa. T. M. P. M. 1886. VII. 308—360.

Fr. Herbich, Das Szeklerland. Jahrb. k. ungar. geolog. Anstalt. Bd. V. Budapest. 1878.

C. Höpfner, Über das Gestein des Monte Tajumbina in Perú. L. J. 1880. II. 169.

Eug. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg. Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878.

— Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

— Eruptivgesteine von Schemnitz, Augit-Andesit von St. Egidi. L. J. 1880. I. 287—290.

P. Jannasch und J. H. Kloos, Mittheilungen über die krystallinischen Gesteine des Columbia-Flusses in Nordamerika und die darin enthaltenen Feldspathe. T. M. P. M. 1880. III. 97—116.

C. von John, Über krystallinische Gesteine Bosniens und der Hercegowina. Wien. 1880.

— Über die von H. Dr. Wähner aus Persien mitgebrachten Eruptivgesteine. Jahrb. k. k geol. Reichsanst. 1885. XXXV. 37—46.

— Über die Andesite von Rzegocina und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. No. 9. 213—215.

Mich. Kišpatič, Über die Bildung der Halbopale im Augit-Andesit von Gleichenberg. T. M. P. M. 1881. IV. 122—146.

— Die Trachyte der Frusca Gora in Croatien (Syrmien). Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1882. XXXII. 392.

J. H. Kloos, Geognostische Beobachtungen am Columbia-Flusse. T. M. P. M. 1878. 389—409.

— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine der Insel Aruba. Leiden. 1887.

B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. L. J. 1885. I. 1—21.

Ant. Koch, Geologische Beschaffenheit der am rechten Ufer gelegenen Hälfte der Donau-Trachytgruppe (St. Andrä-Visegrader Gebirgsstock) nahe Budapest. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 293—350.

— Geologische Verhältnisse, Gesteine und Mineralien des Csicsóberges im Norden von Siebenbürgen. T. M. M. 1877. 327—332.

— Neue Minerale aus dem Andesit des Aranyer Berges in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1878. 321—361.

— Petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine des Czibles und von Olahlaposbanya. F. K. 1880. X. 165—174.

— Neue petrographische Untersuchung der trachytischen Gesteine aus der Gegend von Rodna. F. K. 1880. X. 219—229.

— Geologische Mittheilungen über das Frusca Gora-Gebirge. F. K. 1882. XII. 270.

— Übersicht der Mittheilungen über das Gestein und die Mineralien des Aranyer Berges und neuere Beobachtungen darüber. Mathemat. u. naturwiss. Berichte aus Ungarn. III. 44—63.

Bundjiro Koto, Studies on some Japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

Fel. Kreutz, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge (im nordöstlichen Ungarn). Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1871. XXI. 1—23.

— Augit-Andesite des Smrkouz-Gebirges in Süd-Steiermark. T. M. M. 1877. 205—212.

R. Küch, Pyroxen-Andesit von Pasto im südlichen Columbia. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 812.

— Petrographische Mittheilungen aus den südamerikanischen Anden. L. J. 1885. I. 35—48.

Alex. Lagorio, Die Andesite des Caucasus. Dorpat. 1878.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1870. 693 sqq.; 1871. 673 sqq.

— Mikroskopische Untersuchung einer Probe der bei der Eruption in der Sundastrasse am 27. August 1883 zu Batavia niedergefallenen Asche. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. December 1883.

— Über Vorkommen und Verbreitung der Augit-Andesite im Siebengebirge. Verhdl. d. niederrhein. Ges. 1884. XLI.

J. Lorié, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptiefgesteenten. Rotterdam. 1879.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 297.

G. P. Merrill, On hornblende andesites from the new volcano on Bogosloff Island in Bering Sea. Proceed. U. S. Nat. Mus. 1885. VIII. No. 3.

A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. 1884. XCVIII. No. 22.

H. Möhl, Hornblende-Andesit von Jakuben, S. Tetschen. L. J. 1875. 690—694.

— Hauynandesit von Okka auf Flores und Noseanandesite des Westerwaldes. L. J. 1874. 700—710.

O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. L. J. 1883. II. 189.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885 u. L. J. B.-B. IV. 1886. 577.

Edm. Neminar, Die Eruptivgesteine der Gegend von Banow in Mähren. T. M. M. 1876. 143—156.

Jul. Niedzwiedzki, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine des westlichen Balkan. S. W. A. LXXIX. März 1879.

— Andesit von St. Egidi in Süd-Steiermark. T. M. M. 1872. 253—256.

K. Oebbeke, Beiträge zur Petrographie der Philippinen und der Palau-Inseln. L. J. B.-B. I. 1881. 451.

— Über die Krakatoa-Asche. L. J. 1884. II. 32.

— Das Gestein vom Tacoma-Berg, Washington Territory. L. J. 1885. I. 222—226.

W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—263.

A. Pelz und E. Hussak, Das Trachytgebiet der Rhodope. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1883. XXXIII. 115—130.

G. Primics, Daten zur petrographischen Kenntniss der Augit-Andesite von Arany und Málnás. Orv. term. tud. Ertesitö. 1885. X. 149.

— Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des nördlichen Hargittazugs etc. F. K. 1879. IX.

J. C. Purves, Esquisse géologique de l'île Antigoa. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. 1885. III. 273.

Gerh. vom Rath, Beiträge zur Petrographie. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 302 sqq.

— Einige Beobachtungen in den Golddistrikten von Vöröschpatak und Nagyag im siebenbürgischen Erzgebirge. Sitzber. der niederrhein. Ges. f. Natur- und Heilkunde. 13. März 1876. Bonn.

— Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge Hargitta nebst dem Büdösch im östlichen Siebenbürgen. Vortrag geh. in der Herbstversammlung d. naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen. 4. Oct. 1875.

A. Renard, Les cendres volcaniques de l'éruption du Krakatau tombées à Batavia le 27 août 1883. Bull. Acad. Roy. de Belgique. 1883 (3). VI. No. 11.

— Notice sur les roches des îles Inaccessible et Nightigale (Groupe de Tristan da Cunha.) Ibid. 1887 (3). XIII. No. 3.

— Le volcan de Camiguin aux îles Philippines. Ibid. 1885 (3). X. No. 12.

— Notice sur les roches de l'île de Kantavu. Ibid. 1886 (3). XI. No. 3.

— Notice sur les roches du Volcan de Ternate. Ibid. 1886 (3). XI. No. 2.

— Le volcan de Goonong-Api aux îles Banda. Ibid. 1886 (3). XI. No. 2.

— Notice sur la géologie du groupe d'îles de Tristan da Cunha. Ibid. 1885 (3). IX. No. 5.

— Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. Belg. 1887. V. 5.

H. H. Reusch, Vulkanische Asche von den letzten Ausbrüchen in der Sundastrasse. L. J. 1884. I. 45.

H. Rosenbusch, Über einige vulkanische Gesteine von Java. Berichte d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. 1872.

J. Roth, Über die von H. Dr. Güssfeldt in Chile gesammelten Gesteine. S. B. A. 1885. XXXVIII. 563—565.

Fr. Sandberger, Die krystallinischen Gesteine Nassaus. Vortrag gehalten in der mineral. Section d. Naturforscher-Versammlung zu Wiesbaden am 19. Sept. 1873.

A. Sauer, Die Krakatoa-Aschen des Jahres 1883. Ber. d. naturf. Ges. zu Leipzig. 1883.

Fr. Schafarzik, Die eruptiven Gesteine der SW.-Ausläufer des Cserhat-Gebirges. F. K. 1880. X. 377—402.

A. Schmidt, Die Minerale eines Andesits von der Gegend von Málnás. Z. X. 1885. X. 210—220.

— Hypersthen vom Berge Pokhausz. Z. X. 1886. XII. 97.

J. von Siemiradzki, Hypersthen-Andesit aus W.-Ecuador. L. J. 1885. I. 155—158.

— Geologische Reisenotizen aus Ecuador. L. J. B.-B. IV. 1885. 195—227.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Berlin u. Cassel. 1885.

H. Stern, Eruptivgesteine aus dem Comitat Szöreny. F. K. 1880. X. 230—242.

— Kuglige und sphärolithische Trachyte von Schemnitz und dem Mátra-Gebirge. F. K. 1882. 206—248.

Fr. Svenonius, Hypersthen-Andesit från Norrland. G. F. i Stockkolm Förhdl. 1886. VIII. No. 100. 103—110.

J. Szabó, Granat und Cordierit in den Trachyten Ungarns. L. J. B.-B. I. 1885. 302.

P. Szontagh, Petrograpische Beschreibung von Gesteinen aus dem Sohler Comitat im nördlichen Ungarn. F. K. 1885. XV. 540.

A. E. Törnebohm, Under Vega-Expeditionen insamlade bergarter petrografisk beskrifning. Vega-Exped. Trans. vetensk. Jaktag. IV. Stockholm. 1884.

G. Tschermak, Quarzführende Plagioklasgesteine. S. W. A. LV. Februar 1867.

— Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. 109.

— Die Form und die Verwandlung des Labradorits von Verespatak. T. M. M. 1874. 269—278.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. Paris. 1878.

— Notes géologiques sur la Sibérie orientale d'après les observations de M. Martin dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. Bull. Soc. géol. Fr. 1886 (3). XIV. 132—166.

R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwezen in Ned O. Indie. 1881.

— Topografische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.

— Über Pyroxen-Andesite des Niederländisch-Indischen Archipels. L. J. 1885. I. 243.

R. D. M. Verbeek und R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. L. J. B.-B. II. 1882. 186—222.

— Krakatau. Batavia. 1885.

K. Vrba, Über die mineralogische Zusammensetzung der Laven von den Kaymenen im Golfe von Santorin. Lotos. Februar 1875. XXV.

Thom. H. Waller, A lava from Montserrat, West-Indies. Geol. Mag. (2). X. No. 229. July 1883. 290.

Arth. Wichmann, Zur geologischen Kenntniss der Palau-Inseln. Journal des Museums Godeffroy. 1875. VIII. Hamburg.

— Über einige Laven der Insel Ninafou. Ibid. 1878. Heft 14.

— Gesteine von Timor. Leiden. 1882.

— Gesteine von Timor. Sammlungen des geolog. Reichsmuseum in Leiden. No. 9. Leiden. 1884.

— Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.

F. J. Wiik, Undersökning af Pimsten från Vulkanen Krakatoa utbrott den 26—27 Aug. 1883. Finska Vetensk. Soc. Förhdlg. XXVI. 1884.
J. F. Wolff, Notes on the petrography of the Crazy Mts. and other localities in Montana Territory. Northern Transcontinental Survey. 1885.
H. Ziegenspeck, Über das Gestein des Vulkans Yate südlich von der Boca de Reloncavi, mittlere Andenkette, Süd-Chile (West-Patagonien). Jena. 1883.
Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der diesjährigen Laven von Nea-Kaimeni bei Santorin. L. J. 1866. 769—787.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Die hier als Andesite zusammengefassten Gesteinsgruppen, welche zusammen mit den Daciten den Porphyriten der palaeovulkanischen Reihe, den Dioriten und z. Th. dem Gabbro der Tiefengesteinsreihe entsprechen, grenzen sich gegen die Trachyte hin durch das absolute Herrschen oder das alleinige Vorhandensein eines Kalknatronfeldspaths unter den Einsprenglingen, gegen die Basalte durch die verhältnissmässig untergeordnete Stellung der farbigen Silicate (besonders der Pyroxene) und gewisse Structureigenthümlichkeiten ab. Verbindende Glieder sind nach beiden Richtungen hin zahlreich vorhanden, aber derart, dass bei fortschreitender Entwicklung unserer Kenntnisse eine Wucherung der Andesite nach den Trachyten hin wahrscheinlich ist, während vielleicht manches, was hier zu den Andesiten gezählt wurde, zu den Basalten wird zurückgewiesen werden können. Die Grenze gegen die Basalte hin ist eine sehr unsichere, sie behält etwas willkürliches, man möge sie legen, an welche Stelle man wolle. Hierdurch möge es sich entschuldigen, dass in die Familie der Andesite Typen gestellt wurden, welche recht genau entsprechend auch in der palaeovulkanischen Effusivreihe vorkommen und dort mit den Melaphyren zu einer Familie vereinigt wurden.

Man kann die Andesite gemeinschaftlich als quarzfreie Kalknatronfeldspathgesteine der neovulkanischen Effusivreihe definiren, welche neben dem Kalknatronfeldspath eines oder mehrerer Mineralien der Biotit-, Amphibol- und Pyroxenreihe unter den Einsprenglingen enthalten, und deren Grundmasse bei herrschender hyalopilitischer oder pilotaxitischer Structur eine vorwiegend feldspathige ist. Rein glasige Grundmassen einerseits, sowie panidiomorph- oder hypidiomorph-körnige Formen andererseits haben mehr locale Bedeutung und entsprechen gewissen, abweichenden Bildungsverhältnissen. — Während der Kieselsäuregehalt der Andesite nach unten wohl nicht oder doch nur selten unter 54 % herabsinkt, steigt er nach oben sehr oft derart, dass eine holokrystalline Entwicklung

unbedingt zur Ausscheidung freien Quarzes führen müsste. Die Grenze gegen die Dacite ist demnach nicht eine chemische, sondern eine mineralogische und z. Th. eine structurelle.

Je nachdem unter den Einsprenglingen neben dem Kalknatronfeldspath vorwiegend oder ausschliesslich Biotit, Amphibol, Enstatit (als Sammelname für alle rhombischen Pyroxene) oder Augit auftritt, gliedert man die Andesitfamilie in drei Gruppen: die Glimmerandesite, die Amphibol- oder Hornblendeandesite, die Enstatit- (Bronzit- oder Hypersthen-) Andesite und die Augitandesite. Diese vier Gruppen sind nicht nur durch Zwischenglieder, durch geologische Verknüpfung, durch Übergänge innerhalb eines und desselben Gesteinskörpers, sondern auch durch zeitliche Übergänge aufs engste mit einander verbunden. Ich bezeichne es dabei als einen zeitlichen Übergang, wenn nachweislich ein heute thatsächlich die Mineralcombination eines Hypersthen- oder Augitandesits besitzendes Gestein in gewissen Abschnitten seiner magmatischen Entwicklung den Mineralbestand eines Glimmer- oder Amphibolandesits besass oder anstrebte. Wenn nun die, im Ganzen recht kleine, Gruppe der Augitandesite mit den übrigen Andesiten dagegen die Augitporphyrite mit den Melaphyren vereinigt wurden, so war dafür der Umstand maassgebend, dass nach dem heutigen Standpunkt unserer Erfahrungen die Augitporphyrite geologisch und petrographisch zumeist mit Melaphyren und seltener mit Glimmer- oder Amphibolporphyriten, die Augitandesite dagegen zumeist mit Glimmer- und Amphibolandesiten und seltener mit Basalten verknüpft erscheinen.

Mineralogische Zusammensetzung der Andesite.

An dem Aufbau der Andesite betheiligen sich ausser einem Kalknatronfeldspath, neben welchem selten unter den Einsprenglingen, wahrscheinlich oft in der Grundmasse auch Alkalifeldspathe erscheinen, Glimmer der Biotitreihe, Amphibol, rhombische und monokline Pyroxene als wesentliche krystalline Gemengtheile. Eisenerze (Magnetit, Eisenglanz, Ilmenit), Apatit und spärlicher Zirkon sind allgemein verbreitet, eine amorphe Basis ist sehr oft, aber keineswegs immer vorhanden. Unter den accessorischen Gemengtheilen sind Olivin, Titanit, Granat, Tridymit, Orthit und Pyrit die häufigeren. Mit dem Granat associirt sich gern der Cordierit. — Eine kleine Untergruppe der Andesite ist durch constante Beimengung eines Haüyn-Minerals charakterisirt.

Unter den Kalknatronfeldspath-Einsprenglingen der Andesite kennt man Glieder aller Reihen vom Oligoklas bis hinab zum Anorthit, und zwar im Allgemeinen in solcher Vertheilung, dass Oligoklas, Andesin und Labrador vorwiegend an die Glimmer- und Hornblende-Andesite, Labrador, Bytownit und Anorthit mit Vorliebe an die Pyroxen- (Enstatit- und Augit-) Andesite gebunden scheinen. Doch sind auch saure Feldspathe in den Pyroxenandesiten (Santorin), recht basische in den Glimmer- und Hornblendeandesiten (Bogosloff in Alaska) nachgewiesen worden. Aus den optischen Erscheinungen an den fast stets zonarstruirten Feldspathen dieser Gesteine ist z. Th. nachgewiesen, z. Th. wahrscheinlich gemacht worden, dass allenthalben die intratellurische Periode der Feldspathbildung mit Anorthit oder doch recht anorthitreichen Mischungen beginnt und zu stets saureren Mischungen fortschreitet. Da nun eine Trennung der verschiedenen isomorphen Schichten zu gesonderter Analyse mit den heutigen Trennungsmitteln unausführbar ist, so wird man zu der Annahme genöthigt, dass die Analyse der Feldspatheinsprenglinge eines Andesits (oder natürlich auch eines andern Effusivgesteins) eine Art Bauschanalyse ist, die als solche eines homogenen Feldspaths angesehen wird. Dieser muss dann natürlich in einem bestimmten Magma um so saurer erscheinen, je länger die Periode der intratellurischen Feldspathbildung dauerte. So erklärt es sich vielleicht, dass die chemische und die Bestimmung nach dem specifischen Gewicht in Andesiten gleicher chemischer und mineralischer Constitution an einem Orte Labrador, an einem andern Andesin lieferte. — Sehr interessante Mittheilungen über Feldspathbildung machte Retgers in Verbeek, Krakatoa, S. 218—262.

Die Form der Plagioklaseinsprenglinge, welche eine oft recht complicirte ist, wird vorwiegend durch die Flächen M, P, T, l, x, z oder y, untergeordnet durch n, e, o, v, f u. s. w. gegeben. Dabei ist der Habitus meistens tafelförmig nach M. Schnitte parallel dieser Fläche sind dann sechsseitig, wobei bald die Kante P : M, bald die Kante T : M, bald die Kante y : M, selten x : M durch grössere Länge sich auszeichnen. Die Schnitte, welche nahezu senkrecht M trafen, liefern Leisten. — Durch Streckung des Krystalls nach der Fläche P entsteht ein prismatischer Habitus, bei welchem P und M angenähert im Gleichgewicht aufzutreten pflegen. Selten entwickelt sich prismatischer Habitus durch Entwicklung von T und l bei zurücktretendem P und M. — Recht isometrische

Formen entstehen durch gleichmässige Ausbildung der Flächen M. P und y; die Durchschnitte sind dann fast stets angenähert rectangulär oder kurzoblong. — Selten ist der Periklinhabitus mit herrschendem P und x. — Zwillingsbildungen sind überaus verbreitet, aber keineswegs allenthalben vorhanden. Das Albitgesetz, welches die weitaus grösste Verbreitung hat und sich sehr oft mit dem Periklingesetz verbindet, liefert Viellinge, die sich ihrerseits zwillingsartig nach verschiedenen Gesetzen bald juxtaponiren, bald penetriren. Hier herrscht in weiter Verbreitung das Karlsbader Gesetz; seltener begegnet man dem Bavenoer und dem Mahnebacher Gesetz. Durch gleichzeitige Ausbildung mehrerer dieser Gesetze entstehen oft höchst complicirte Gruppirungen, über welche vom Rath an andinischen und nordamerikanischen, Tschermak an Andesiten von Visegrad, Förstner an solchen von Pantelleria wichtige Mittheilungen machten. Eine Verfolgung dieses complicirten Aufbaus in mikroskopischen Durchschnitten wird durch die Spaltungsrisse und die Beobachtung im convergenten Lichte ermöglicht. Man vergleiche die entsprechenden Abschnitte dieses Buches Bd. I. S. 532 sqq. — Durch Herabsinken der Zwillingslamellen zu sehr geringer Breite entstehen unsichere Auslöschungen zwischen gekreuzten Nicols, welche an die durch Druck hervorgebrachte undulöse Auslöschung erinnern können. Bei sehr dünnen Präparaten und hinreichender Vergrösserung wird dann die Lamellirung erkennbar. Ähnliches bemerkte wohl schon Behrens an den Feldspatheinsprenglingen des Andesits vom Keloet auf Java, wenn er von dem bei flüchtiger mikroskopischer Untersuchung scheinbar reichlichen Sanidin sagt: „Bei fortgesetzter Untersuchung stellte sich das Bedenken ein, ob nicht unter der buntfarbigen Spannungspolarisation vieler scheinbarer Sanidine Zwillingsbildung versteckt sein könnte.“ Ätzversuche bewiesen dann, dass Kalknatronfeldspath vorlag.

Ganz ausserordentlich, man kann fast sagen, allgemein verbreitet ist die im Durchschnitt als Zonarstructur erscheinende isomorphe Schichtung. Bald besitzen die successiven Schalen kaum messbare Dünne, so dass eine scharfe Grenze der jeweils zwischen gekreuzten Nicols ausgelöschten Schalen gegen die im Maximum der Helligkeit befindlichen nicht vorhanden ist, bald sind sie breit genug, um eine genaue Bestimmung der Auslöschungsschiefen in jeder Schale zu gestatten, bald wechseln Schalen äusserster Dünne mit breiteren. Diese Erscheinungen würden sich durch das bald stetig, bald mehr sprungweise sich ändernde Mischungsverhältniss

von Ab und An erklären. Höpfner machte darauf aufmerksam, dass im Allgemeinen allerdings mit Annäherung an die Peripherie der Feldspath saurer wird (er nennt das fortschreitende Zonarstructur), dass jedoch auch bisweilen auf saurere Schalen nach aussen wieder basischere zu folgen scheinen, die eine neue Serie mit nach aussen zunehmender Acidität einleiten (unregelmässig wiederholte Zonarstructur). Letztere Erscheinung würde auf eine Änderung in der Constitution des Magmas während der Feldspathausscheidung, oder vielleicht auch auf eine Ortsänderung des wachsenden Feldspaths im Magma schliessen lassen. — Gemeiniglich haben die isomorphen Schalen eine mit dem äussern Krystallumriss parallele Grenze, doch kommt auch der Fall nicht allzu selten vor, dass die Wachsthumsrichtung und Formentwicklung sich während der Krystallbildung änderte, so dass die inneren Schalen andere Grenzen aufweisen, als die äusseren.

Der Reichthum an Interpositionen in den Kalknatronfeldspath-Einsprenglingen ist ein in verschiedenen Gesteinen sehr verschiedener. Bald mehr oder weniger frei von solchen, sind sie in anderen Gesteinen derart vollgepfropft, dass die Feldspathsubstanz nur einen spärlichen Kitt für die fremden Körper bildet. Auch die Anordnung schwankt sehr; am häufigsten dürfte die zonare und centrale, seltener die peripherische sein. Unter den Einschlüssen herrschen die Glasinterpositionen in bald regelloser oder rundlicher, bald polygonaler und dem Wirth entlehnter Form. Diese Glaseinschlüsse haben durchaus nicht immer das Aussehen der eventuell vorhandenen Gesteinsbasis; sie sind oft tiefbraun, während diese farblos ist, und legen also deutlich Zeugniss ab für die sich im Magma durch die Krystallisation vollziehenden Änderungen. Es kommt auch der mehrfach in der Literatur erwähnte Fall vor, dass zweierlei, durch ihre Farben verschiedene, Glaseinschlüsse in den Feldspathen vorhanden sind. — Nächstdem pflegen Einschlüsse der älteren associirten Mineralien (Erze, Apatit, Zirkon, Titanit, Biotit, Amphibol, Pyroxen) in allerdings meistens ganz vereinzelten Individuen vorzukommen. — Flüssigkeiten sind nicht eben häufig in den unveränderten Feldspathen vorhanden. Doch kommen sie — und werden auch mehrfach in der Literatur erwähnt — selbst in nicht eben glasarmen Gesteinen vor (Monte Tajumbina, Gegend von Schemnitz).

Mechanische Deformationen der Feldspatheinsprenglinge beschränken sich auf Zerbrechungen, wie sie bei dem Eruptionsact

und bei der fliessenden Bewegung der erstarrenden Effusivmassen nothwendig vorkommen müssen und um so zahlreicher vorkommen werden, je stürmischer diese Acte verlaufen. — Chemische Deformationen zeigen sich in Rundung von Kanten und Ecken und in oft sehr bizarren Einbuchtungen der Gesteinsmasse. Mit der letzteren ist oft eine auf den ersten Anblick überraschende Anordnung der Interpositionen verbunden, welche auch von Bucca an Augit-Andesiten von Lipari, von Renard an solchen von Ascension erwähnt, von letzterem auch bereits gewiss richtig erklärt wurde. Die Interpositionen folgen dann nemlich oft nicht dem wohl erkennbaren Schalenbau der Krystalle, sondern der deformirten Umgrenzung. Ja es giebt Gesteine, in deren Feldspathen central die normale krystallographische Anordnung der Glaseinschlüsse, peripherisch die der deformirten Grenze parallele statthat. Sehr oft folgt auf diese peripherische, der Deformationsgrenze parallele Einschlusszone ein äusserer, ganz einschlussfreier Feldspathmantel, dessen äussere Abgrenzung das deutliche Bestreben nach Herstellung von Krystallumrissen erkennen lässt. Offenbar folgte hier auf eine Periode der Wiederauflösung der bereits ausgeschiedenen Feldspathe eine solche des rapiden Anschiessens neuer Feldspathsubstanz, während welcher die eben wegen des raschen Wachsthums massenhaft aufgenommenen Einschlüsse parallel dem Deformationsumriss sich ordnen mussten. Dann trat wieder verlangsamtes Wachsthum ein, demzufolge Freiheit von Interpositionen und Anstreben regelmässiger krystallographischer Ausheilung*.

Die Verwitterung der Feldspatheinsprenglinge führt neben Ausscheidung von Kalkcarbonat, welches oft nicht an Ort und Stelle bleibt, sondern auswandert, zu der Bildung von feinschuppigen Aggregaten, deren Bestimmung als Kaolin oder Muscovit meistens nicht sicher ausführbar ist. Nach den Untersuchungen von Tschermak an den Labradoren des Andesits von Verespatak gesellt sich hierzu an genanntem Ort ein Thonerdesilicathydrat von der Formel H_2O, Al_2O_3, $3SiO_2$ nebst etwas Quarz, Limonit und Pennin. — Der letztgenannten Substanz gehören wahrscheinlich die feinfasrigen pseudophitischen Umwandlungsproducte der Plagioklase mancher Dacite aus der Gegend von Kapnik und des Hornblende-

* Auf einen solchen plötzlichen Wechsel in der Entwicklung des Magmas deutet vielleicht auch die Beobachtung Bucca's hin, dass die Grenzen der Zwillingslamellen in dem Kern solcher Feldspathe im polarisirten Licht verwaschen waren, „dando l'impressione che il cristallo fosse stato sottoposto ad una tempera".

andesits vom Stenzelberg im Siebengebirge an. — Umwandlung der Feldspathe in ein amorphes Thonerdesilicat von Halloysit-ähnlicher Beschaffenheit bespricht Mügge aus Biotit-Amphibol-Andesiten von S. Miguel und Fayal. — In anderen Gesteinen dieser Familie werden die Feldspathe in Opal umgewandelt, ein Process, der auch die farbigen Silicate und sogar das ganze Gestein ergreifen kann. Dabei werden oft alle Structurdetails in deutlichster Weise erhalten. Sehr ausführlich werden diese Vorgänge von Kispatić an Pyroxenandesiten von Gleichenberg in Steiermark beschrieben und theils durch die Einwirkung kohlesäurehaltiger Gewässer, theils durch die Einwirkung von Schwefelsäure erklärt, welche sich aus dem Schwefelwasserstoff der Solfataren oder aus Pyrit durch Oxydation bilden kann. Wo die Schwefelsäure die Umwandlung bewirkte, wird man zugleich das Auftreten von Alunit erwarten, der denn auch vielfach beobachtet wurde. — Solche vollständige Verkieselung der Feldspathe nicht nur, sondern auch des gesammten Gesteins, wird auch von Küch an den Andesiten von Pasto im südlichen Columbien beschrieben und auf Fumarolen zurückgeführt. — Hatch, Renard u. a. beschreiben ähnliche oder doch verwandte Silificirungsvorgänge aus südamerikanischen und aus Andesiten des indischen Archipels. — Die Umwandlung der Feldspathe in Gemenge von Carbonaten, Epidot und Quarz ist vorwiegend an die propylitischen Facies gebunden.

Wo Sanidin als Einsprengling auftritt, unterscheidet er sich in nichts von dem Sanidin der Trachyte und hat auch hier oft auffallend kleine Axenwinkel.

Die Feldspathe der Grundmasse haben in den weitaus meisten andesitischen Gesteinen die Form nach der Axe a gestreckter Leistchen, welche bald eine Viellingslamellirung zeigen, bald einfache Zwillinge mit einer der Längsrichtung parallelen Zwillingsnaht darstellen, bald durchaus einfache Individuen sind. Soweit diese Grundmasse-Feldspathe den Kalknatronfeldspathen zugehören und Bestimmungen derselben nach Gewicht, chemischen Reactionen oder Lage der Auslöschungsrichtungen ausgeführt wurden, sind dieselben saurer, als die Einsprenglinge. Man kennt sie bisher nicht basischer als Labrador; sehr häufig scheint Andesin und Oligoklas zu sein; in einzelnen Fällen (Santorin) wurde Albit nachgewiesen. Die Dimensionen pflegen sehr geringe zu sein; sie sinken bis zu gegabelten Wachsthumsformen und zu trichitischer Ausbildung herab, wobei sie sich dann in hypokrystallinen Grundmassen gern

zu radialen Gruppen und zu echten Sphärokrystallen ordnen. — Neben solchen leistenförmigen Feldspathen, seltener allein, begegnet man quadratischen und kurzrectangulären Feldspathdurchschnitten, welche ebenfalls bald Zwillingsstreifung besitzen, bald derselben vollkommen entbehren. Dass unter diesen Grundmasse-Feldspathen, zumal bei mehr oder weniger holokrystalliner Entwicklung des Gesteins, Sanidin vorkomme, ist nicht direct nachgewiesen, geht aber aus dem oft nicht unbeträchtlichen Gehalt der Bauschanalyse an K_2O und aus der durch alle vorliegenden Separatanalysen bestätigten Thatsache, dass das Kali sich in den Gesteinsgläsern anreichert, mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor. — Allotriomorph-körnige Form der Grundmasse-Feldspathe in unveränderten Andesiten ist nicht eben häufig; sie kommt anscheinend nur bei holokrystallinen Grundmassen und auch hier nur selten vor. — An Einschlüssen sind die Grundmasse-Feldspathe durchweg arm, meistens fehlen dieselben ganz.

Der Magnesiaglimmer der Dacite und Andesite als Einsprengling ist idiomorph und bildet tafelförmige Individuen von hexagonaler Umgrenzung. Er gehört, soweit bisher Untersuchungen nach dieser Richtung durchgeführt wurden, ganz vorwiegend zum Meroxen, doch kommen neben diesem in demselben Gestein Individuen vor mit anomitischer Lage der Axenebene senkrecht zu einer der Grenzlinien (Geisberg im Siebengebirge, Repistye bei Schemnitz). — Die Farbe im durchfallenden Lichte ist braun bis braunroth und blutroth; der Pleochroismus ist sehr stark, die parallel zur Spaltbarkeit schwingenden Strahlen werden fast vollständig absorbirt, die dazu senkrecht oscillirenden sind gelbroth bis strohgelb oder grünlichgelb. Der Winkel der optischen Axen hat sehr schwankende Werthe; oft nahezu 0° bei tiefbrauner Farbe, wächst er bis zu 50° und darüber, besonders bei rothbrauner und blutrother Farbe. Die Bissectrix zeigt nicht selten (Siebengebirge, Ungarn, Azoren) eine merkliche Schiefe gegen die Normale zu 001 und gestattet dann die Constatirung der weiten Verbreitung des Tschermak'schen Zwillingsgesetzes, dessen Vorhandensein sich auch bei zur Spaltbarkeit paralleler Auslöschung bisweilen durch die Verschiedenfarbigkeit der in der Spaltfläche schwingenden Strahlen bei Querschnitten erkennen lässt. — Sprünge nach den Gleitflächen in drei sich auf der Basis unter 60° schneidenden Richtungen giebt Hussak aus dem Pyroxen-Andesit von Gleichenberg an; sie waren mit Eisenerzen erfüllt.

Der Glimmer umschliesst mit Vorliebe die älteren associirten Mineralien (Eisenerze, Apatit, Zirkon) und zeigt auch wohl, wenngleich sehr selten, um diese Einschlüsse herum tiefere Färbung. — Verbiegungen der Glimmerblättchen sind sehr verbreitet. — Als eine Erscheinung der magmatischen Resorption sind auch hier die Mäntel von Magnetit und Augit in wechselndem Mengenverhältniss dieser Mineralien zu betonen. Sie wachsen sehr oft bis zu vollständiger Verdrängung des Glimmers, von dessen früherer Anwesenheit dann nur die dunklen Magnetit-Augithäufchen Kunde geben, welche gelegentlich die Form des Mutterminerals ziemlich deutlich erhalten haben. — Man darf wohl die Behauptung aufstellen, dass diese ungemein verbreitete magmatische Umwandlung des Glimmers sehr constant in den basischeren und holokrystallinen Andesiten vorkommt, dass sie in den sauren und basisreichen Gesteinen öfter fehlt, zumal dann, wenn diese keinen Pyroxen führen.

Die atmosphärische Zersetzung des Glimmers führt oft zu einer merklichen Bleichung, dann auch zur Umbildung in Chlorit und endlich zu Gemengen von Carbonaten, Eisenerzen und Quarz.

Eine jüngere, wohl der Effusionsperiode angehörige Generation von Biotit giebt Mügge von S. Miguel und Fayal an. Sie findet sich auch sonst wohl spärlich (Anden, Kleinasien). Die Blättchen sind dann nicht idiomorph und entbehren durchweg der Magnetit-Augit-Umrandungen.

Der Amphibol als Einsprengling in Daciten und Andesiten, soweit er ursprünglicher Gemengtheil ist, bildet idiomorphe Individuen, welche in der Prismenzone von (110) (010), seltener auch von (100), terminal von (001) und ($\bar{1}11$) begrenzt werden oder sich auszacken. Zwillingsbildung nach 100 ist ziemlich verbreitet. Eine ungewöhnliche Zwillingsbildung erwähnt Niedzwiedzki aus einem Dacit vom Nordabhang des Vitos; die Spaltrisse in Längsschnitten bildeten in den verzwillingten Individuen einen Winkel von 90° mit einander. — Die Farbe des Amphibols ist bald braun, bald grün im durchfallenden Lichte und zwar so, dass braune Farben bei hypokrystalliner und vitrophyrischer, grüne bei holokrystalliner Structur häufiger auftreten. Doch sind Ausnahmen ziemlich verbreitet. Die Auslöschungsschiefe auf 110 war immer klein oder Null bei brauner Farbe, sie stieg bis zu 18° bei grüner Farbe. Zwischen den braunen und grünen Hornblenden stehen vermittelnd bräunlichgrüne. — Auch braunrothe bis blutrothe Amphibole kommen vor und zwar gern in Begleitung ebenso gefärbten Biotits. — Der

Pleochroismus ist durchweg stark bei braunen und rothen Farben. Häufiger Pleochroismus ist

c	b	a
= dunkelbraunschwarz	= braunroth	= grünlichgelb
= bräunlichgrün	= gelbgrün	= hellgrün bis fast farblos
= bräunlich olivengrün	= hellbraun oder olivengrün	= hellbräunlichgelb bis farblos
= grünlichgrauviolett	= braungelb	= braunroth
= grünlichbraun	= grünlichbraun	= grünlichgelb

Die Stärke der Absorption giebt oft derjenigen des Biotits wenig nach. — Zonarer Farbenwechsel, also wohl isomorphe Schichtung, kommt im Ganzen selten vor, und hat dann auch verschiedenen Pleochroismus und etwas abweichende Auslöschungsschiefen zur Folge.

Als Interpositionen finden sich die älteren associirten Mineralien, wie bei Biotit; hie und da auch kurzprismatische oder nadelförmige opake Körper unbekannter Art, bald parallel der Prismenaxe, bald dazu geneigt, in ein oder zwei Systeme schwarmartig gruppirt. Glaseier, denen bisweilen Erzkörnchen anhaften, kommen besonders bei hypokrystallinen oder vitrophyrischen Gesteinen vor.

Zerbrechungen der Amphibolsäulen mit scharfen Bruchrändern. Abrundungen der Ecken und Kanten sind häufige Erscheinungen. Auch die Hornblende zeigt die bei dem Biotit erwähnten Resorptionserscheinungen unter Neubildung von Magnetit und Augit in gleicher Art und gleichem Grade und mit den gleichen Beziehungen zur Structur und zum Mineralbestande. Um grüne Hornblende sind diese Magnetit-Augithöfe bei weitem seltener, als um braune. Neubildung von Biotit in diesen Resorptionshöfen beobachtete Renard auf der Insel Kantavu (Fidji). — Die auch in der Literatur mehrfach constatirte Thatsache, dass diese Magnetit-Augit-Mäntel nicht nur um die Krystallcontouren, sondern auch um Bruchflächen der Hornblende entwickelt sind, beweist ihre späte Entstehung. Dieselbe muss wohl mit dem Eruptionsact beginnen, oder bald auf diesen folgen. Mit diesem Act, bei welchem mit grosser Wahrscheinlichkeit die Zerbrechungen stattfanden, ist aber zugleich die gewaltigste Veränderung in der chemischen Constitution der Eruptivmagmen verbunden, ihre durch plötzliche oder doch rasche Druckverminderung bedingte Entwässerung und die dadurch hervorgerufene bedeutende Zunahme ihrer Acidität. Hierdurch, scheint es, wurden die in der Tiefe ausgeschiedenen Molecularverbindungen,

Biotit und Amphibol, bestandunfähig; ihrer Resorption folgte sodann auf dem Fusse die Ausscheidung von Magnetit und Augit.

Die atmosphärische Verwitterung der Hornblende liefert, wie diejenige des Biotit, zunächst Chlorit, schliesslich Carbonate, Eisenerze, und Quarz oder Chalcedon, bez. Opal. In manchen ungarischen Andesiten von nicht frischem Erhaltungszustande wird der Raum der früheren Hornblende von in HCl ziemlich leicht löslichem Eisenerz allein ausgefüllt. — Epidotbildung aus Hornblende ist vorwiegend an propylitische Facies gebunden.

Eine Wiederkehr der Hornblendebildung während der Effusionsperiode scheint selten stattzufinden. Mügge erwähnt sie von S. Miguel und Fayal, nach v. Drasche's Beschreibung scheint sie im Amphibol-Andesit von Wöllau in Steiermark vorzukommen. — Ob die von Mügge aus gewissen Azoren-Andesiten beschriebenen Wachsthumsformen der Hornblende mit grossem centralem Glaseinschluss, welche auffallend an Olivin erinnern (cf. Bd. I, S. 408), der intratellurischen oder Effusionsperiode angehören, ist schwer zu entscheiden.

Von Pyroxenen kennt man aus den Daciten und Andesiten die rhombischen Pyroxene und grünen monoklinen Augit. Gegenüber den palaeovulkanischen Ergussgesteinen ist die Häufigkeit, man kann fast sagen, die absolute Herrschaft des Hypersthen unter den rhombischen Pyroxenen zu betonen. Es möge daher der Kürze halber im Folgenden schlechthin Hypersthen statt rhombischer Pyroxen gesagt werden.

Der Hypersthen ist stets idiomorph in schlanken oder gedrungenen Säulen, welche vorwiegend von (100) und (010), sehr untergeordnet von (110) begrenzt werden und terminal mit stumpfen Pyramiden und Domen abschliessen. Für die Form, Zwillingsbildung, Spaltbarkeit (sie wird nur in wirklich vom Schliff getroffenen Individuen und in sehr dünnen Präparaten, dann aber auch sehr gut sichtbar), Absonderung und Optik sei auf die betreffenden Abschnitte in Bd. I verwiesen. — Der Hypersthen ist niemals reich an Einschlüssen; ausser Eisenerzen, Apatit und gelegentlich Zirkon sind Glaseinschlüsse ziemlich allgemein verbreitet. — Die Umwandlungsphänomene des verhältnissmässig leicht der atmosphärischen Zersetzung anheimfallenden Hypersthen sind recht verschiedenartig. In manchen Gesteinen wird derselbe durch eine Ausscheidung von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd zunächst fleckig. Dann überzieht er sich mit einer continuirlichen, rostbraunen Kruste, welche mehr

und mehr ins Innere des Krystalls eindringt und den Raum desselben zuletzt ganz erfüllt. — In anderen Fällen beginnt von den zur Säulenaxe angenähert senkrecht verlaufenden Absonderungsklüften eine Faserbildung, wobei die neugebildete Substanz bald dem Bastit (Serpentin), bald dem Amphibol angehört. Diese Faseraggregate wachsen parallel der Prismenaxe bis die zwischen zwei Absonderungsklüften liegenden Felder nur aus ihnen bestehen und so entwickeln sich Pseudomorphosen von Bastit oder grünem Amphibol (wohl Strahlstein) nach rhombischem Pyroxen. Die Amphibolitisirung der Hypersthene scheint mit Vorliebe in der propylitischen Facies der Dacite und Andesite einzutreten.

Der monokline Pyroxen der Dacite und Andesite scheint bisher nur spärlich chemisch untersucht worden zu sein. Nach Form und Habitus steht er demjenigen der normalen Trachyte sehr nahe, und dürfte zunächst als grüner Augit bezeichnet werden können. Dass unter diesem Namen jedoch ziemlich abweichende chemische Zusammensetzungen subsumirt sind, ergibt sich direct aus den bisher vorliegenden Analysen (z. B. Fouqué's von Augiten der Santorin-Andesite) und lässt sich aus dem verschiedenen physikalischen Verhalten derselben schliessen.

Die Einsprenglingsaugite sind fast stets vollkommen idiomorph und werden von (110) (100) (010) ($\bar{1}11$) begrenzt, zu denen terminal bisweilen weitere Flächen hinzutreten. Die Pinakoïde herrschen nicht, wie beim Hypersthen, sondern stehen meistens im Gleichgewicht mit dem Prisma, oder sind wenig breiter als dieses. Zwillingsbildungen nach (100) sind recht verbreitet, und nicht selten liegen zwischen den beiden Hauptindividuen eine ganze Anzahl schmaler Zwillingslamellen. Eine abweichende Zwillingsbildung beschreibt Kreutz aus einem Augit-Andesit vom Karnen Verch im Smrkouz-Gebirge; eine Reihe von Zwillingslamellen lagen parallel einer terminalen Kante eines Durchschnitts nach (100). Diese Kante bildete mit einer Längskante des Durchschnitts einen Winkel von 121°—122° und scheint der gemeinen Hemipyramide des Augits anzugehören. Doch hält Kreutz diesen Parallelismus nur für scheinbar und nimmt an, es liege hier das bei basaltischen Augiten öfter vorkommende Gesetz vor, die Zwillingsebene sei eine Fläche von ($\bar{1}22$). Die gleiche Zwillingsbildung beobachtete Kreutz an Augiten des Vihorlat-Gutin-Gebirges. — Die Spaltung nach (110) ist stets sehr deutlich.

Die Farben der Augite sind grün im durchfallenden Lichte in

verschiedenen Nüancen; Lichtbrechung, Doppelbrechung und Lage der Bissectricen die normalen. In sehr vielen Gesteinen zeigen diese Augite keinen merklichen Pleochroismus, in andern tritt diese Eigenschaft sehr auffallend hervor. Dabei bleiben die Farben bald in grünen Tönen (gelbgrün, hellgrün, dunkelolivengrün nach Bucca in Andesiten von Roccamonfina), bald nähern sich dieselben denjenigen der Augite in den Leucitophyren, die Farben der in der Axenebene schwingenden Strahlen sind gelb, dazu senkrecht grün (Bleiberg im Siebengebirge), noch häufiger ist der Pleochroismus sehr ähnlich demjenigen des Hypersthen. So findet man $a = c$ = grün, b = bräunlich sehr häufig, auch oft in der Literatur erwähnt, z. B. bei Cohen aus Augitandesitbimsstein von Neu-Britannien, Renard vom Vulkan Camiguin (Philippinen), Koto von Japan u. a., seltener ist $a = b$ = röthlichgelb bis bräunlich, c = grün. Die Unterscheidung von Hypersthen kann dann recht schwierig werden an mikroskopischen Durchschnitten, so leicht sie am isolirten Material ist. Gute Dienste leisten die Querschnitte, deren Spaltrisse 90° bilden; in diesen muss bei Augiten eine Axe, bei Hypersthen eine Bissectrix austreten. — Gelbe Farben (Aranyer Berg) sind möglicherweise secundär.

An Einschlüssen begegnet man im Augit denselben Substanzen, wie im Hypersthen. — Mechanische Deformationen sind die gleichen in beiden Mineralien. — Die bei Biotit und Amphibol besprochenen Resorptionshöfe sind nur selten um Hypersthen vorhanden. Am Augit werden Umsäumungen durch Magnetit ebenfalls nur ausnahmsweise erwähnt, so von Pabst aus Amphibolandesit von Tokitsu bei Arita in Japan, von Lagorio vom Kasbek.

Der Augit widersteht umwandelnden Agentien weit besser, als der Hypersthen. Er zersetzt sich zu Chlorit, Epidot und Carbonaten. Recht selten ist eine peripherische Bräunung, wie sie am Hypersthen erwähnt wurde.

Ziemlich verbreitet ist die parallele Verwachsung von Hypersthen und Augit, bei welcher letztgenanntes Mineral stets den äusseren Mantel bildet und sich demnach als jünger erweist, so bei Kremnitz, Fernezely u. a. O. in Ungarn, am Varatikberge bei Olahposbanya in Siebenbürgen, bei St. Egidi in Steiermark u. s. w.

Gegenüber dem Hypersthen, welcher nur selten in einer jüngeren Generation vorkommen dürfte, zeichnet sich der Augit dadurch aus, dass er als Grundmasse-Gemengtheil auch in vielen solchen Daciten und Andesiten vorkommt, die keine intratellurischen Augite

enthalten. Er bildet in der Grundmasse sehr kleine, aber meistens scharfe Kryställchen derselben Formen, die an den Einsprenglingen beschrieben wurden; Körnerform eignet ihm nur in den seltenen allotriomorph-körnigen Grundmassen. Als ein Ausnahmefall muss es gelten, dass diese Augite der Effusionsperiode in einem Augit-Andesit von Bromly's Cave auf Nightingale bei Tristan da Cunha nach RENARD's Beobachtung fast durchweg Zwillinge waren.

Unter den Eisenerzen, welche in allenthalben geringer Menge alle Dacite und Andesite in frischem Zustande enthalten, kommt Magnetit zweifellos am häufigsten vor. Auf einen nicht seltenen Titangehalt weisen die leukoxenischen Umwandlungsproducte in unfrischen Gesteinen mit einiger Wahrscheinlichkeit hin. Eisenglanz und Titaneisen scheinen weit seltener zu sein. Letzteres wird von FRENZEL in Pyroxen-Andesiten von Celebes angegeben.

Apatit bildet theils die langen nadelförmigen, quergegliederten Prismen, welche in allen Gesteinsfamilien vorkommen, theils kurze und gedrungene Krystalle von der Form $(10\bar{1}0)(10\bar{1}1)$, welche durch massenhafte mikrolithische Interpositionen, die in concentrischen Hexagonen parallel den Prismenflächen und mit ihrer Längsaxe der Prismenaxe parallel geordnet sind, grau, braun oder violett erscheinen und oft sehr deutlichen Pleochroismus mit $E > O$ besitzen. In den sogenannten Iseniten des Westerwaldes wurde dieser Apatit mehrfach mit Nosean verwechselt.

Der Zirkon, welcher in den Daciten und sauren Andesiten merklich häufiger ist, als in den basischeren Gliedern, zeigt keine besonderen Eigenthümlichkeiten.

In einer kleineren Unterabtheilung der Andesite findet sich als wesentlicher und oft sehr reichlicher Gemengtheil ein Mineral der Haüynreihe mit denselben Eigenschaften, wie in den Phonolithen.

Zu den accessorischen Gemengtheilen, welche anscheinend ohne bestimmte Gesetzmässigkeit in das Gesteinsgewebe eintreten, rechne ich den Granat, den Cordierit, den Titanit, den Olivin und den Tridymit. — Der Granat, gern in der Form (211) oder (211)(110) kommt in Daciten und Andesiten vor. Eine grössere Verbreitung hat er in den „Labrador-Biotit-Granat-Trachyten" von A. KOCH und J. SZABÓ aus dem St. Andrae-Visegrader Gebirgsstock bei Budapest, in Augitandesiten des Sohler Comitates nach SZONTAGH und in Daciten und Glimmer-Andesiten des Cabo de Gata, wo ihn CALDERON für einen dem Grundgebirge entstammenden Fremdling hält. ZIRKEL erwähnt ihn aus Andesiten von Nevada (Coal

Creek, Setoya Range und Susan Creek, River Range), die auch ein wahrscheinlich dem Haüyn zuzurechnendes blaues Mineral in hexagonalen Durchschnitten und eine in eckigen Körnern entwickelte Glasbasis führen. — In Ungarn und am Cabo de Gata begleitet Cordierit in einfachen Krystallen und Drillingen den Granat. Auch sonst kommt Cordierit in Andesiten vor, so am Aranyer Berg in Siebenbürgen (nach Primics), am Tacoma-Berge in Columbia, U. S. (nach Hatch), in Auswürflingen des Asama-yama in Japan (nach Hussak). — Titanit scheint auf Biotit- und Amphibolandesite, sowie auf Haüyn-Andesite beschränkt zu sein. In besonders schöner Ausbildung enthalten ihn die Andesite des Siebengebirges, des Dep. du Var und die Haüyn-Gesteine von Tres Montañas auf Canaria. — Olivin ist in den Augitandesiten sehr verbreitet, spärlicher in den Hypersthenandesiten. Er bildet Einsprenglinge von meist durch Corrosion rundlicher Gestalt und oft von rother Farbe. — So kommt er nach Mügge auch in Biotit- und Amphibolandesiten von S. Miguel und Fayal vor; doch erscheint er hier auch in der Grundmasse z. Th. in Wachsthumsformen, und in den Magnetit-Augitmänteln der Amphibole und Biotite. Bei rother Farbe ist er oft pleochroitisch zwischen hellgelb und röthlichgelb. — Tridymit, der besonders von G. vom Rath und Budai in gewissen Hargita-Andesiten reichlich aufgefunden wurde, kommt an zahlreichen andern Orten vor. Er ist jedoch wesentlich ein Drusenmineral, kleidet die Wände dieser aus und dringt nur wenig von da in die Gesteinsmasse ein. — Orthit wurde von Iddings in Daciten und Andesiten des Great Basin in den Vereinigten Staaten mehrfach nachgewiesen.

Als Producte der atmosphärischen Verwitterung sind die Carbonate (Calcit, Sphärosiderit, Aragonit), Chalcedon und Opal, Chlorit und verwandte Substanzen, Kaolin, Kaliglimmer, Epidot und Limonit zu betrachten. — Solfatarischen Ursprungs sind wohl Pyrit und Alunit.

Die Grundmasse der Andesite besteht z. Th. aus gewissen, oben beschriebenen krystallisirten Mineralien, z. Th. aus amorphen Substanzen, unter denen ein bald farbloses, bald gelbliches bis bräunliches, seltener grünliches Glas eine grosse Verbreitung hat. Dieses Andesitglas gehört seinem Wassergehalt und seiner Textur nach bald zum Pechsteinglas, bald zum Perlit, bald zum Bimsstein und zum Obsidian. — Seltener findet sich neben den krystallinen Gesteinselementen eine mikrofelsitische Substanz, die hier, wie

ziemlich allenthalben, zu sphärolithischer Entwicklung neigt. Der Regel nach schliesst die Anwesenheit des Mikrofelsit eine reichliche mikrolithische Differenzirung während der Effusionsperiode aus.

Überblickt man nun die Bildungsgeschichte der andesitischen und dacitischen Gesteine, so heben sich, wie bei allen porphyrischen Felsarten, ein älterer, wohl intratellurischer, und ein jüngerer Abschnitt, derjenige der Effusion, von einander ab. Dem ersteren gehört die Krystallisation der Einsprenglinge, dem letzteren die krystalline Differenzirung, beziehungsweise amorphe Erstarrung der Grundmasse an. Die vergleichende Berücksichtigung der Formenentwicklung der Einsprenglinge und ihrer gegenseitigen Umwachsung und Einhüllung zeigt, dass auch hier die Bildung des Zirkons, des Apatits und der Eisenerze in die ersten Anfänge der Gesteinsbildung zurückreicht. Hierauf folgt die Ausscheidung des Titanits und Olivins in den Gesteinen, die sie enthalten. Darauf beginnt die Periode der Krystallisation des Biotit, Amphibol, Hypersthen und Augit mit sicher nachweisbarer jüngster Stellung des Augit. Mit grosser Wahrscheinlichkeit kann man den Hypersthen als jünger, denn Biotit und Amphibol ansehen. Die Altersunterschiede dieser beiden sind weniger evident; doch sprechen viele Beobachtungen für das Erstlingsrecht des Glimmerminerals. Vor die Bildung der Feldspathe schiebt sich in den spärlich bekannten Haüyn-Andesiten diejenige des Haüyn ein. Die Feldspathentwicklungsperiode während der intratellurischen Existenz des Gesteins hebt an mit der Ausscheidung des Anorthits oder der basischeren Mischungen der Plagioklase und schreitet zu stets saureren Mischungen fort, welche anscheinend nirgends bis zur Albitbildung vordringt, nur selten Sanidin liefert. Bei den Daciten folgt schliesslich die Quarzausscheidung. Man wird, wie schon an anderer Stelle mehrfach hervorgehoben wurde, diese Entwicklungsstadien als in übergreifender Lagerung zu einander stehend, nicht als absolut zeitlich getrennt ansehen müssen. Diese Succession wird in keiner Weise ihrer Gesetzmässigkeit nach alterirt durch die spärlichen Angaben (Hatch in Andesit vom Chachani, Buca in solchen von Lipari) und Beobachtungen über vorkommende Feldspatheinschlüsse in Augit oder selbst in Biotit. Dieselben beweisen höchstens die während der Anfänge der Feldspathausscheidung (es sind allenthalben Anorthit oder ihm nahe stehende Mischungen) noch fortdauernde Bildung der eisenhaltigen Silicate.

Die Effusionsperiode beginnt vielfach mit Wiederauflösung

gewisser intratellurischer Ausscheidungen, zumal dann wenn mehr oder weniger holokrystalline Entwicklung der Grundmasse, also langsame Abkühlung, nicht amorphe, also rapide Erstarrung eintrat. Die Krystallisation beginnt wieder mit der Ausscheidung von Eisenerzen, wohl z. gr. Th. Folge der Resorption von eisenhaltigen Silicaten, liefert nur in seltenen Fällen eine jüngere Biotit-, Amphibol- oder Hypersthengeneration, dagegen reichliche Augitbildung, auf welche alsdann die Hauptmasse des noch vorhandenen Magmas als Feldspath krystallisirt. Diese zweite Generation beginnt nirgends mit Anorthit, sondern wenigstens mit Labradorit und schreitet nachgewiesenermassen in gewissen Fällen bis zur Albitausscheidung vor. In diese letzte Periode fällt bei holokrystalliner Entwicklung wohl auch die Bildung von Sanidin oder anorthoklastischen Feldspathen und endlich, bei Daciten, die zweite Quarzgeneration. An die Stelle der sauersten Feldspathe und des Quarzes tritt in einigen Gesteinen die Bildung von Mikrofelsit, in vielen die amorphe Erstarrung sehr saurer Glasbasis. — Damit schliessen die Vorgänge der Effusionsperiode ab und nun beginnen die mannichfachen Processe der metasomatischen Periode, von denen im Obigen einige durch atmosphärische Verwitterung und solfatarische Einwirkungen bedingte Veränderungen angeführt wurden. Die interessantesten und bedeutsamsten Umwandlungen, welche die Entwicklung der propylitischen Facies zur Folge haben, können erst am Schluss der Schilderung der normalen Gesteine Platz finden.

Classification und Structur der andesitischen Gesteine.

Die bereits oben mitgetheilte Gliederung der andesitischen Gesteine in Biotit-Andesite, Amphibol-Andesite, Hypersthen- (Bronzit- oder Enstatit-) Andesite und Augit-Andesite ist insofern nicht nur eine mineralogische, sondern auch eine chemische Eintheilung, als im Allgemeinen in der angegebenen Reihenfolge ein Sinken der unteren Grenze des Kieselsäure-Gehalts unverkennbar ist. Dagegen ist es zu betonen, dass, vielleicht von den Augit-Andesiten abgesehen, die obere Grenze des Kieselsäure-Gehalts wenig Unterschiede in allen diesen Gruppen aufweist. Mineralogisch drückt sich das dadurch aus, dass Übergänge in Dacite bei allen diesen Andesiten, allerdings mit Vorliebe bei den Biotit-, Amphibol- und Hypersthen-Andesiten vorkommen.

Die **Glimmer-Andesite** und **Amphibol-Andesite** sind durch den Umstand, dass fast allenthalben in den ersten auch Hornblende,

in den zweiten auch Biotit vorkommt, in innigster Weise mit einander verbunden. Diese nahe Verwandtschaft wird des weiteren durch die geologische Association und durch die Entwicklung der gleichen Gruppen nach Mineralbestand und Structur bewiesen. Bei einer allgemeinen zusammenfassenden Darstellung würde eine Trennung dieser beiden Gruppen zu zahlreichen Wiederholungen nöthigen. Man kann nach dem Mineralbestande die pyroxenfreien Glimmer- und Hornblende-Andesite von den pyroxenhaltigen trennen und innerhalb der letzteren wieder solche, die nur monoklinen, und solche, die monoklinen und rhombischen Pyroxen führen, unterscheiden.

Die Gruppe der pyroxenfreien Glimmer- und Amphibol-Andesite ist mir aus Ungarn-Siebenbürgen, aus Central-Frankreich, aus dem Département du Var, aus den südamerikanischen Anden, aus Centralamerika und aus den Vereinigten Staaten bekannt geworden. Als charakteristisch für diesen Typus kann man den oft trachytischen, seltener rein andesitischen, oft auch felsitischen Habitus der Gesteine, ihre häufigen Übergänge in Dacite und in Trachyte bezeichnen. Dem entspricht eine grosse Mannichfaltigkeit in der Structur der Grundmasse, welche bald in ziemlich reiner Form die bei verwandten Gesteinsfamilien normalen Structurtypen wiederholt, bald ein gewisses Schwanken zwischen denselben wahrnehmen lässt. Da es nicht immer möglich ist, aus den in der Literatur aufbewahrten Beschreibungen die feineren Structurunterschiede sicher zu erkennen, so mögen bei Darstellung derselben nur die eigenen Beobachtungen Verwendung finden. — Durch starke Annäherung oder vollständige Identität mit der Structur der Trachyte vom Drachenfels-Typus zeichnen sich besonders gewisse Biotit-Andesite der Gegend von Schemnitz (Repistye, Dilln u. a.), und aus dem Körösthal (Hodosfalva) aus. Die Grundmasse besteht, von kleinen Mengen von Erzen abgesehen, ganz wesentlich aus Feldspathleisten, die bald breiter, bald ausserordentlich schmal sind und fast stets eine deutliche fluidale Anordnung gegenüber den Einsprenglingen erkennen lassen. Der meistens panidiomorphe Charakter dieser Grundmasse wird z. Th. durch eine äusserst feinporöse Textur erklärlich oder wird durch bald mehr zu erschliessende, bald sicher erkennbare Mengen einer durchweg farblosen, seltener graulich gekörnelten Glasbasis ermöglicht, welche einen spärlichen Kitt für die Feldspathleisten bildet, und im Durchschnitt demnach in Form schmaler bis hauchdünner Häutchen er-

scheint. Das Fehlen oder Vorhandensein dieser Basis ändert den Habitus nicht in merklicher Weise. Hie und da geht diese Structur durch gegenseitige Behinderung der Feldspathleisten an freier Formengestaltung in das allotriomorph-körnige über; dann stellt sich gern unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse sehr spärlicher Quarz ein (Hodosfalva). Durch Zunahme der Glasbasis, womit stets eine tiefere gelbliche bis bräunliche Färbung verbunden zu sein scheint, entwickeln sich vitrophyrische Varietäten (Gegend von Schemnitz, Tepla), ohne oder mit spärlichen krystallinen Ausscheidungen der Effusionsperiode. — Schlierige Verwebung von verschiedenfarbigem Glase ist ziemlich verbreitet; Gaseinschlüsse mehren sich gelegentlich bis zu Annäherung an bimssteinartige Entwicklung der Glasbasis. — Seltener finden sich sphärolithische Ausscheidungen und damit Übergänge in den nächsten Typus. Man könnte diesen Typus als den Typus der trachytoiden Biotit- und Amphibol-Andesite bezeichnen.

Pyroxenfreie Amphibol-Andesite mit einer mikrolithischen Amphibolgeneration beschreibt Stelzner von dem Espinazito- und Cumbre-Pass, sowie von den östlichen Vorbergen des Atajo in der Provinz Catamarca, Argentinien. Neben der holokrystallinen Grundmasse von trachytischem Habitus wird auch ein Gestein mit allotriomorph-körniger Grundmasse beschrieben. Die Andesite der Sierra de los Granatillos in derselben Provinz sind Amphibol-Pyroxen-Andesite, ebenso diejenigen vom Infernillo-Pass, Provinz Tucuman und von der Serrazuela, Provinz Cordova.

Der felsodacitische Typus der Biotit- und Amphibol-Andesite ist durch eine an mikrolithischen Ausscheidungen arme oder davon freie mikrofelsitische Grundmasse charakterisirt, welche bald in rein sphärolithische Aggregationen übergeht, wie sie bei den Lipariten geschildert wurden, seltener eine durch alternirenden Wechsel von mikrofelsitischer und glasiger Basis bedingte Lagenstructur annimmt, recht häufig aus verworren schuppig-fasrigem, auf polarisirtes Licht nicht wirkendem Mikrofelsit mit erzartigen trichitischen und krystallitischen Gebilden besteht. Auch dieser Typus findet sich in der Gegend von Schemnitz und wird von dort auch durch Hussak (Muran unfern Zapolenka, Kojatinberg) neben vitrophyrischen Typen unverkennbar beschrieben. Auch aus der Vlegyasza (Piatra Bonynorului) lernte ich ihn in typischer Ausbildung kennen. Bezeichnend für denselben ist gelegentlicher spärlicher Quarzgehalt unter den Einsprenglingen und ein, wie ich

annehmen möchte, meistens secundärer Zerfall der mikrofelsitischen Grundmasse in kryptokrystallin-allotriomorphe Aggregate von Quarz und Feldspath.

Zum felsodacitischen Typus des Amphibol-Andesits gehört auch nach Becke's Schilderung ein Vorkommen von der linken Seite des Araxes-Thales westlich von Khorassan in Armenien.

Auch der bei den Daciten als holokrystallin bezeichnete Typus mit dioritporphyritischem Charakter fehlt den pyroxenfreien Biotit- und Amphibol-Andesiten nicht. Die Grundmasse besteht aus kurzrectangulären und quadratischen, nur spärlicher aus breitleistenförmigen und dann stets zwillingsgestreiften Feldspathen, denen sich gern etwas allotriomorpher Quarz beimischt, während auch unter den Einsprenglingen spärlich Quarz auftritt. Von Glimmer-Andesiten gehört hierher ein Gestein vom Kieshübel bei Schemnitz, von Hornblende-Andesiten die den Daciten des Esterel-Gebirges nahe verwandten Gesteine von der Tour du Dormont und von Les Crottes, Département du Var. Letztgenanntes Gestein ist in manchen Handstücken sehr reich an Augit als Einsprengling und in der Grundmasse. Übergänge dieses Typus durch allotriomorphkörnig sich gestaltende Grundmasse führen zum trachytoiden Typus. Als Seltenheit sei gelegentlich auftretende granophyrische Verwebung von Quarz und Feldspath erwähnt.

Der Structur nach führt zu der nächsten Gruppe hinüber der zwischen dem hyalopilitischen und pilotaxitischen Gewebe der Grundmasse schwankende, rein andesitische Typus der Biotit-Andesite, wie derselbe im Dordogne-Thal bei Mont-Dore-les-Bains im centralen Frankreich, und der Amphibol-Andesite, wie er in den südamerikanischen (Pululagua) und centralamerikanischen Anden (Chiriqui, Rincon de la Vega) entwickelt ist. Er sondert sich ziemlich scharf von den vorher besprochenen Entwicklungsformen ab, seine Übergänge liegen nicht nach den Trachyten, sondern nach den Pyroxenandesiten und den andesitischen Daciten hin. Charakteristisch ist die makroskopisch dunkle Farbe der Gesteine, ihr dichtes Gewebe verbunden mit etwas fettigem Glanze, und mikroskopisch die immer merklich dunklere (bräunlich bis gelbliche, seltener graulichе) Färbung der Glasbasis.

Die Gruppe der pyroxenführenden Biotit- und Amphibol-Andesite hat eine anscheinend viel weitere Verbreitung, als die vorhergehende. Sie würde nach dem Mineralbestande, da wohl kaum ein rhombischer Pyroxen ohne die Begleitung des

monoklinen Augits vorkommen dürfte, während das Umgekehrte häufig ist, sich gliedern in Biotit-Hypersthen-Andesite, Biotit-Augit-Andesite, Amphibol-Hypersthen-Andesite und Amphibol-Augit-Andesite. Alle diese Unterabtheilungen vermitteln zwischen den pyroxenfreien Biotit- und Amphibol-Andesiten und den Hypersthen- und Augit-Andesiten. Es ist unverkennbar, dass ihre Übergänge vorwiegend nach der letzteren Richtung hin liegen, wie denn auch viele Pyroxen-Andesite in früheren Entwicklungsstadien Glimmer- und Amphibol-Andesite waren. Es ist mir kein Andesit-Gebiet der Erde bekannt geworden, in welchem sich nicht diese Gruppe vertreten gezeigt hätte. Ungarn-Siebenbürgen, Serbien, Balkan, Anatolien, die Troas, der griechische Archipel, die Gegend von Banow in Mähren, das Smrkouz-Gebirge in Steiermark, das Siebengebirge, das centrale Frankreich, Cabo de Gata, die Azoren, die ganze Andenkette in Süd-, Mittel- und Nordamerika, das Great-Basin, der Sunda-Archipel, die Philippinen, Japan, die Aleuten liefern Vertreter dieser Gruppe in mannichfaltiger Ausbildung und doch mit überraschend gleichen Charakteren. Wenngleich auch hier gewisse Structurformen der pyroxenfreien Andesite wiederkehren, so sind das doch im Ganzen seltene Fälle. So kommt der felsodacitische Typus der vorhergehenden Gruppe in der Gegend von Schemnitz und Kremnitz, mit vorzüglicher Sphärolithbildung bei Ljubnica in Serbien und auf Akrotiri, Santorin (hier mit positivem Charakter der Sphärolithe), der holokrystalline Typus mit quadratischen und kurzrectangulären Feldspathdurchschnitten in den granat- und cordieritführenden Biotit-Augit-Andesiten des Csodiberges bei Bogdan u. a. O. vor. Eine weitere Verbreitung haben nur drei Typen, die wir als den trachytoiden, den rein-andesitischen und den vitrophyrischen Typus unterscheiden wollen.

Als gute Repräsentanten des trachytoiden Typus kann man die siebengebirgischen Biotit-Augit- und Hornblende-Augit-Andesite vom Stenzelberg, der Wolkenburg, vom Hirschberg, Lohrberg, Bolvershahn u. s. w. anführen, wenn nicht atmosphärische Verwitterung die Eigenthümlichkeiten verhüllt. Der auch äusserlich mehr trachytische, als andesitische Habitus wird durch die bei weitem vorwaltende Grundmasse aus schmalen Plagioklasleisten, hellgrünen Augitkryställchen und Magnetitkörnchen und -Kryställchen in fluidaler Anordnung bedingt. Es ist oft schwer zu entscheiden, ob eine verkittende Glasbasis vorhanden sei oder fehle. Wo dieselbe sicher nachweisbar ist, erscheint sie farblos, selten grau ge-

körnelt. Die Einsprenglinge sind gewöhnlich verhältnissmässig gross. Biotit und Amphibol oft bis auf geringe Reste von Magnetit-Augit-Aggregaten verdrängt, so dass sich Übergänge in Augit-Andesite bilden. Hypersthen kommt nicht selten begleitend neben Augit unter den Einsprenglingen vor. — Recht verbreitet ist dieser Typus auch in der Auvergne und auf S. Miguel* und Fayal. Manche Repräsentanten von diesen Azoreninseln zeichnen sich eigenthümlich durch den Mangel einer intratellurischen Feldspathgeneration aus. Ebenso wie bei den eigentlichen Trachyten, den trachytoiden pyroxenfreien Biotit- und Amphibol-Andesiten lassen sich auch hier Übergänge in holokrystallin-allotriomorphen Charakter der Grundmasse constatiren. Die Grundmasse-Feldspathe sind dann oft verhältnissmässig breit leistenförmig und der Augit der Grundmasse erscheint weniger streng idiomorph. Hervorzuheben ist es, dass selbst bei dieser Ausbildung niemals Quarz in der Grundmasse nachgewiesen werden konnte, welcher zweifellos primär war. Die Verwitterung der Gesteine liefert neben Limonit, Chlorit und Carbonaten (nicht selten Siderit in Sphärokrystallen) auch Quarz. Die von Neminar beschriebenen Gesteine der Gegend von Banow gehören z. gr. Th. hierher (Swietlau, Neudorf, Nezdenitz, Berg Hrad bei Banow u. a.). — Man kann es als eine ziemlich regelmässige Erscheinung bezeichnen, dass bei diesem Typus der Hypersthen fehlt oder doch wenig hervortritt.

Der trachytoide Typus mit Übergängen in die auch räumlich mit ihnen verbundenen Dacite findet sich nach Doelter bei Nagyag und Verespatak in Siebenbürgen, sowie im Tokaj-Eperieser Gebirge in Ungarn, anscheinend bald mit Hypersthen, bald ohne diesen. — Nach Hague und Iddings gehören hierher manche Gesteine der vier grossen Vulkane Lassen's Peak und Mount Shasta im nördlichen Californien, Mount Rainier in Washington, und Mount Hood in Oregon. Sie führen neben Hornblende nur Hypersthen, keinen Augit.

Im Gegensatz hierzu ist der rein andesitische Typus der pyroxenführenden Biotit- und Amphibol-Andesite selten hypersthenfrei. Das Charakteristische desselben liegt in dem meistens sehr dichten Gefüge (von schlackiger Structur natürlich abgesehen), den

* In einem dieser Amphibolandesite von S. Miguel ist in der Grundmasse ganz gleichmässig ein reguläres, durchaus isotropes Mineral verbreitet. Die gelbe Farbe im durchfallenden Lichte und der hohe Brechungsexponent lassen vielleicht Pyrrhit vermuthen.

dunklen schwärzlichgrauen, grünlichschwarzen bis schwarzen, oder tiefrothbraunen, selten helleren Farben, der meistens geringen Grösse der Einsprenglinge. Die Grundmasse dieser Gesteine in ihrer mikroskopischen Erscheinung wurde in hohem Grade bezeichnend von Zirkel ein „glasgetränkter Mikrolithenfilz“ genannt. Feldspathleistchen von gewöhnlich sehr geringer Breite, gelegentlich unterwoben mit kurzrectangulären und quadratischen Durchschnitten desselben Minerals, sehr hellgrüne Augitmikrolithe mit meistens vollkommen idiomorpher Begrenzung, und hie und da nicht unbeträchtliche Mengen von Magnetit von deutlich erkennbarem, oft globulitisch gekörneltem Glaskitt zusammengehalten, zeigen zierlich fluidale Anordnung. Im Allgemeinen erweisen sich die Einsprenglinge, zumal des Feldspaths, einschlussreich an Glaspartikeln, die sich oft zu einem zusammenhängenden netzförmigen Geäder aneinanderschliessen. Die Dimensionen der mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode sinken bis zum kaum wahrnehmbaren herab, so dass die Einwirkung auf polarisirtes Licht fast aufhört. Dann treten gegabelte und trichitische Wachsthumsformen an die Stelle der compacten Krystalle, sphärolithische Gruppirung der Feldspathleistchen greift Platz, zwischen welche sich Augitkörnchen und erzartige opake Trichite legen. Die Glasbasis hellt sich in demselben Masse auf und geht aus gelb oder bräunlichgelb in grau über. Aus der geraden Auslöschung und geringen Doppelbrechung der Pyroxenmikrolithe möchte man hie und da auf die Anwesenheit von Hypersthen schliessen; sicher nachgewiesen werden konnte dieses Mineral indessen nur in vereinzelten Fällen. Durch Zunahme der Glasbasis, die dann gern dunklere Farben annimmt, bilden sich die Übergänge in den vitrophyrischen Typus (Gegend von Schemnitz und Kremnitz, Altsohl, Troas, Anden), durch mikrofelsitische Entglasung vollzieht sich die Annäherung an felsodacitische Formen (Akrotiri, Gegend von Kremnitz). — Das Verschwinden der Glasbasis und mehr und mehr holokrystalline Entwicklung der Grundmasse führt zum trachytoiden Typus hinüber (Docenova in Ungarn). — Die normale Andesitstructur ist durchaus ident mit der hyalopilitischen der Porphyrite (Taf. IV Fig. 1), nur ist die Menge des Glases im Allgemeinen geringer, als in dem dort gewählten Beispiel.

Repräsentanten dieses Typus aus der Reihe der Biotit-Hypersthen-Andesite siud häufig in der Umgebung von Kremnitz und Schemnitz, am Szagh-Berge bei Szobb (Donautrachytgruppe), bei Assos in der Troas, in der Umgebung von Smyrna; — solche aus

der Reihe der Biotit-Augit-Andesite lernte ich vom Yous Tepé bei Smyrna kennen. Aus der Reihe der Amphibol-Hypersthen-Andesite gehören hierher viele serbische Gesteine von Dubnik, Ljubnica, Ledincze, manche aus den Euganäen (Battaglia), gewisse alte Laven von Akrotiri (Santorin), und zahlreiche Vorkommnisse der Anden in Südamerika. Auch der Washoe-District in Nevada liefert z. gr. Th. in wenig frischer Form Beispiele für den rein andesitischen Typus der Biotit-Hypersthen- und Amphibol-Hypersthen-Andesite mit schönen Übergängen in holokrystallin-trachytische, in dioritporphyritische und in hypidiomorph-körnige Formen der Grundmasse, bei denen der Unterschied von Einsprenglingen und Grundmasse oft fast unkenntlich wird. — Rein andesitische Typen von Amphibol-Augit-Andesiten fanden sich in der Gegend von Nagyag, Tusnád im Budösstock (Ungarn), Teolo (Euganäen) und unter den Gesteinen des Coseguina, des Orosi und Miravalle in Costarica, am letztgenannten Vulkan mit reichlichem Pseudobrookit.

Zum rein andesitischen Typus der Amphibol-Pyroxen-Andesite (der Beschreibung nach dürfte Hypersthen und Augit vorhanden sein) mit starker Hinneigung und zahlreichen Übergängen in die Pyroxen-Andesite gehören nach Herbich's Darstellung die im Hargitta-Gebirge meist verbreiteten Gesteinsmodificationen, nach Koch die granatführenden und granatfreien Andesite des St. Andrä-Visegrader Gebirgsstocks bei Budapest, welche er nach den Einsprenglingen als Labrador-Biotit-Granat-Trachyt, Labrador-Biotit-Granat-Trachyt mit etwas Andesit, Labrador-Amphibol-Trachyt (St. Andrä, Steingraben bei Dömös), Labrador-Amphibol-Augit-Trachyt und Labrador-Amphibol-Biotit-Trachyt (Steinbrüche von Apatkut) unterscheidet. Übergänge führen zum trachytoiden Typus hinüber. — V. Hansel beschreibt hierhergehörige, eisenglanzreiche Amphibol-Augit-Andesite aus der südlichen Bukowina, Hague und Iddings geben ihr Vorkommen am Lassen's Peak, Mount Shasta, Mount Rainier und Mount Hood an.

Der vitrophyrische Typus führt aus allen den bisher besprochenen Formen hinüber zu den Andesitgläsern, oder Hyalo-Andesiten und entsteht durch mehr oder weniger vollständigen Ausfall der Krystallisationen der Effusionsperiode. Die Grundmasse ist wesentlich glasig bei bräunlichen bis gelblichen, selten grauen oder noch helleren Farben, die oft schlierig wechseln, und gern mit globulitischen Körperchen oder mit krystallitischen Gebilden in fluidaler Anordnung und hie und da in lagenförmigem Wechsel

erfüllt (Taf. V Fig. 4). Sphärolithe verschiedener Art, wie sie bei den Lipariten besprochen wurden, kommen auch hier, doch anscheinend seltener und spärlicher vor. Repräsentanten dieses Typus fanden sich unter den Biotit-Hypersthen-Andesiten (Fossa Luparo im Gebiet des Sees von Bracciano, am Karatash an der Küste von Kleinasien, 2 km westlich von Smyrna), unter den Biotit-Augit-Andesiten (Colorado, U. S.), und unter den Amphibol-Augit-Andesiten (Altsohl in Ungarn, Docenova bei Schemnitz). Bereits an anderer Stelle wurde auf die Häufigkeit fragmentärer Formen der Einsprenglinge gerade in den vitrophyrischen Gesteinstypen und an die verhältnissmässige Seltenheit von Resorptionsphänomenen in denselben hingewiesen.

Zum vitrophyrischen Typus gehört nach Herbich's Darstellung ein titanithaltiger „Oligoklas-Amphibol-Biotit-Andesit" von Tusnád im Budös. — Eine sehr merkwürdige Ausbildung dieses Typus erwähnen Hague und Iddings von Lassen's Peak. Das Gestein bildet ein gleichmässig körniges Gemenge von tafelförmigem Plagioklas (z. Th. Anorthit), Hornblende und farblosem Glas. Die Hornblende umschliesst den Plagioklas ähnlich, wie der Augit dieses im Diabas thut. Augit ist nur untergeordnet vorhanden. Tridymit hat sich reichlich im Gestein entwickelt.

Die grosse Verbreitung der verschiedenen Typen der Biotit- und Amphibol-Andesite mit und ohne Pyroxen geht aus den Darstellungen von Doelter über die Vorkommnisse des Monte Ferru in Sardinien, von Primics über solche der nördlichen Hargitta (am Henyul und Sztrimba kommen neben den normalen Typen auch Amphibol-Andesite von „dioritischem Habitus" vor), von C. von John über solche von Bosnien-Hercegowina und aus Persien (mit normalen Biotit-Augit-Andesiten aus dem Karaghan-Gebirge werden solche zwischen Teheran und Hamadan vereinigt, denen die Einsprenglinge der farbigen Silicate fehlen) hervor. — Behrens und Verbeek beschreiben mannichfache Ausbildungsformen von Java und Sumatra, v. Drasche von der Insel Réunion und von Luzon, Koto und Pabst aus Japan, Wichmann und Renard von den Fidji-Inseln, letzterer auch von dem Philippinen-Vulkan Camiguin mit schönen Übergängen in Pyroxen-Andesite, und von Tristan da Cunha, Hague aus dem Eureka-District in Nevada, Hague und Iddings aus der californischen Sierra und aus Central-Amerika. Diller und Merrill bestimmten die Lava und die Aschen des Ausbruchs vom October 1883 auf Bogosloff Island, Alaska, als zum Amphibol-Augit-Andesit

gehörig, Bonney, Gümbel, Hatch und vom Rath zeigten das ausgedehnte Vorkommen dieser Gesteine am Guagua-Pichincha, Cayambe, Illiniza, Tunguragua, Misti, Pichu-Pichu und anderen andinischen Vulkanen Südamerikas.

Die biotitfreien und amphibolfreien Pyroxen-Andesite theilen wir in die Familien der **Hypersthen-Andesite** und der **Augit-Andesite**.

Die Familie der Hypersthen-Andesite umfasst demnach biotit- und amphibolfreie andesitische Gesteine, unter deren Einsprenglingen ein rhombischer Pyroxen (es ist fast stets Hypersthen) in Begleitung oder sehr selten ohne die Begleitung eines grünen monoklinen Augits als wesentlicher Gemengtheil auftritt. Die nahen Beziehungen zu den vorhergehenden Familien werden durch die nicht gerade seltene Anwesenheit von Magnetit-Augithäufchen erwiesen, welche auf ursprünglichen Biotit- oder Amphibolgehalt hindeuten. Nach der anderen Seite hin vollziehen sich die Übergänge in Augit-Andesite dadurch, dass Hypersthen oder Bronzit von der Rolle wesentlicher Gemengtheile zunächst auf diejenige accessorischer herabsinken und endlich vollständig verschwinden. Die Laven der südamerikanischen Anden beweisen, dass dieser Vorgang keineswegs nothwendig eine Abnahme des Kieselsäuregehalts zur Voraussetzung hat. Anders ist das mit einer zweiten Form des Übergangs, bei welcher an die Stelle des zurücktretenden Hypersthens sich Olivin als Einsprengling drängt, und somit aus Hypersthen-Andesit sich Zwischenformen nach dem Basalt hin entwickeln, welche besonders von Hague und Iddings von der californischen Sierra und dem Great Basin erwähnt werden. Dieser Vorgang scheint an eine Abnahme des Kieselsäuregehalts geknüpft zu sein, mit welcher eine merkliche Zunahme der zweiwerthigen Metalle Hand in Hand geht. Es lässt sich hieraus schliessen, dass die intratellurische Ausscheidung von Hypersthen und Augit wesentlich an die in der Tiefe herrschenden physikalischen Bedingungen, vielleicht auch an die Durchtränkung der Magmen mit Wasser gebunden ist.

Die Hypersthen- und z. Th. auch die Augitandesite stehen danach so recht auf der Grenze der sauren und der basischen Effusivgesteine und participiren gewissermassen an den Eigenthümlichkeiten beider. Wenige andere Gesteinsfamilien haben daher auch ein so hohes structurelles Interesse. Nun haben bei den Hypersthenandesiten von normaler Zusammensetzung eigentlich nur zwei der bei den Biotit- und Amphibolandesiten beschriebenen

Structurtypen eine allgemeinere Verbreitung, der rein andesitische und der vitrophyrische. Doch finden sich in allen grösseren Andesitgebieten auch Vertreter der übrigen Structurformen, wie z. B. das Gestein von der Bergrotunde bei Kapnikbanya dem normalen trachytoiden Typus, dasjenige von Misterhaza im Hargitta-Gebirge demselben Typus, aber mit reichlicher Beimengung kurzrectangulärer und quadratischer Feldspathdurchschnitte in der Grundmasse angehört, solche vom Hugyusthale und vom Csibles den dioritporphyritischen Habitus gewisser Dacite besitzen, ja oft sehr angenähert hypidiomorph-körnige Structur annehmen, während Vorkommnisse aus dem Gönczer Thale bei Schemnitz und der Gegend von Nagybanya den felsodacitischen Typus repräsentiren. Von besonderem Werthe sind natürlich Untersuchungen, welche an einem einheitlichen Andesitgebiet unter vollkommener Berücksichtigung der geologischen und petrographischen Verhältnisse gemacht wurden. Nach dieser Richtung ist kein anderes Gebiet so genau durchforscht worden, wie die Umgebung des Comstock Lode bei Virginia City im Washoe-District, Nevada, U. S. Nach den vorbereitenden Arbeiten von v. Richthofen und Zirkel über die Gesteine dieser Gegend hat Geo. Becker die Geologie und Petrographie derselben in einer höchst ausführlichen und fördersamen Weise durch Karte, Wort und Bild zu allgemeiner Kenntniss gebracht. Er glaubte eine Anzahl von älteren und jüngeren Eruptivmassen unterscheiden zu können, deren strenge Abgrenzung allerdings nicht ohne Schwierigkeit war. Diese Gesteinsmassen, welche er als Quarzporphyre, Diorite, Diabase, Glimmerandesite, Hornblendeandesite, Augitandesite und Basalte beschrieb, werden auf Grund erneuter Untersuchungen des Becker'schen Materials vorwiegend vom petrographischen Gesichtspunkt aus, allerdings unter thunlichster Berücksichtigung von Becker's eigener geologischer Darstellung, von Hague und Iddings als eine einheitliche Eruptivmasse angesehen, welche der Hauptmasse nach zum Hypersthen-Andesit zu stellen wäre, und aus welcher sich local die Biotit- und Amphibolandesite (sie umfassen dann auch Becker's Diorite, wie seine Diabase zum Hypersthen- und Augitandesit gehören würden), Dacite und Rhyolithe (Becker's Quarzporphyre) entwickelt haben. Hague und Iddings stützen sich für diese Auffassung des Weiteren auf analoge Verhältnisse an anderen Punkten des Great Basin und der westlichen Cordillere. Als durchaus fest begründet wird man diese Ansicht, für welche die petrographischen Verhältnisse an einem reichen, mir durch die Güte der

Herren Becker und Iddings zugänglich gewordenen Material allerdings in hohem Grade sprechen würden, nicht ansehen dürfen, bevor nicht auch der strenge geologische Beweis erbracht, beziehungsweise bevor nicht eine Übereinstimmung in der Deutung der geologischen Vorkommnisse zwischen den amerikanischen Geologen erzielt wurde. Nimmt man dieses als erreicht an, dann hätte man in dem Washoe-District in ähnlicher Weise, wie das im Glimmerdioritgebiet von Klausen der Fall ist, ein vorzügliches Beispiel für die Abhängigkeit der Structur eines Eruptivgesteins von den physikalischen Verhältnissen bei seiner Ausbildung und Verfestigung, also vom Orte. Hague und Iddings zeigen, besonders an den vom Sutro-Tunnel durchfahrenen Gesteinen des Mount Davidson, dass mit der Entfernung von der Erdoberfläche, also von der Abkühlungsoberfläche, die Structur ganz allmählig eine Reihe von Typen durchläuft, deren Unterschiede wesentlich in der Entwicklung der Grundmasse liegen, während die Einsprenglinge in allen Typen nahezu die gleichen nach Art, Zahl und Grösse bleiben. Der letztere Umstand ist eine directe Folge aus und damit eine Bestätigung der in diesem Buche vertretenen Vorstellung von der Bildung der Eruptivgesteine, zumal der Ergussgesteine. Die Structurreihe beginnt bei diesen Andesiten mit Gesteinen, deren Grundmasse aus Glas mit verhältnissmässig spärlichen Mikrolithen von Feldspath und Pyroxen, Magnetitkörnchen und Trichiten besteht; hierauf folgen Grundmassen, welche durchaus dem rein andesitischen Typus angehören, also hyalopilitische Structur besitzen; dann kommen holokrystalline Grundmassen aus Feldspathmikrolithen und allotriomorph-körnigen Aggregaten von Feldspath, Pyroxen und Magnetit, deren Korngrössen ganz allmählig von durchschnittlich 0.005 auf 0.3, 0.5, 0.1 mm wachsen, während gleichzeitig auch die Feldspathmikrolithe an Länge und Breite zunehmen, bis sie zu leistenförmigen Individuen von 1.5 mm Länge werden, um welche herum an Stelle des allotriomorphkörnigen Cäments öfters granophyrische Verwachsungen von Quarz und Feldspath treten. Der Quarz wird in der Grundmasse erkennbar, sobald überhaupt die Dimensionen der Gemengtheile die zu einer sicheren Bestimmung nöthigen Dimensionen erreichen. Zu gleicher Zeit verlieren die Einsprenglinge von Feldspath und Augit mit der Zunahme der Dimensionen der Grundmassengemengtheile oft an Schärfe der idiomorphen Begrenzung. So verliert sich mehr und mehr der typisch porphyrische Charakter des Gesteins, die Unterscheidung von Einsprenglingen und Grundmasse wird mehr

und mehr schwierig und unsicher. Die Dimensionen der intratellurischen Ausscheidungen weichen nur wenig von denen der Effusionsperiode ab, ihre idiomorphe Begrenzung hat mehr und mehr durch Resorptionen und Weiterwachsen während der Effusionsperiode verloren. Dabei sind Glaseinschlüsse in den Gemengtheilen wesentlich an die niederen, Flüssigkeitseinschlüsse an die höheren Stadien der krystallinen Entwicklung gebunden. Die zunehmende krystalline Entwicklung in dieser Structurreihe geht in unverkennbarer Weise parallel mit der Entfernung von der Abkühlungsoberfläche. Demnach sind die verschiedenen Structurtypen, welche wir in einer Gesteinsfamilie unterscheiden, zum grossen Theile Functionen der Erstarrungsbedingungen. Die grosse Mannichfaltigkeit dieser erklärt die bunte Reihe jener und man sieht, wie eine Verbindung zweier der Erscheinung nach verschiedener Structurtypen (hier der trachytischen und allotriomorph-körnigen) zu Stande kommen kann. Man wird nicht fehl gehen, wenn man in diesem Falle, wie das früher bei den Quarzporphyren gezeigt wurde, eine ältere und jüngere Generation in der Effusionsperiode unterscheidet; in der ersten entstand der mikrolithische, in der zweiten der allotriomorph-körnige Antheil der Grundmasse. Das Gestein zeigt eine dreifache Generationswiederkehr, wobei man allerdings die beiden der Effusionsepoche angehörigen sich als weit über einander hingreifend wird vorstellen müssen. Will man streng unterscheiden — und nur die Scheidung führt zur Klarheit —, so würde demnach die hypidiomorph-körnige Structur eines Ergussgesteins niemals ganz identisch sein mit derjenigen eines Tiefengesteins, so vollkommen sie sich ähneln mögen. Die erste kommt zu Stande durch Verfliessen der intratellurischen und Effusionsbildungsperiode, den Tiefengesteinen fehlt die letztere gänzlich.

Der normale Typus der Hypersthenandesite ist der rein andesitische, hyalopilitische Typus. Derselbe ist ausserordentlich reich in der Umgebung von Schemnitz und Kremnitz (oft mit Übergängen in den vitrophyrischen), Glan, Nagybanya (Guttin, Fernezely, Nagyhisa, hier mit Quarz, u. a. O.), Tokay, Czerwenitza, Tot Györk bei Waizen, Bath (hier mit derselben Kugelstructur, welche der Weiselbergit auf der Platte bei Aulenbach S. 502 besitzt), Bagonya, Sturfels bei Blidar u. s. w. in Ungarn, bei Sztojkafalva, Malnás, im Hargitta-Gebirge, bei Klausenburg (Kiskapus, Gyalú) und bei Olaposbanya in Siebenbürgen vertreten. Hervorzuheben ist die nicht seltene nesterartige Aggregation der intratellurischen Aus-

scheidungen, wobei die einzelnen Individuen gegen einander allotriomorph, gegen das Gestein hin idiomorph begrenzt sind. Derartige Verhältnisse erklären die hypidiomorph-krystalline Structur von Auswürflingen dieser Gesteine, wie man sie in den Tuffen derselben antrifft. Genauere Angaben über die Verbreitung in Ungarn und Siebenbürgen lassen sich nach den zahlreichen Mittheilungen der Petrographen und Geologen dieser Länder nicht machen, weil bisher eine sichere Trennung der Augite und Hypersthene nicht durchgeführt ist und Schlüsse aus der Angabe des Pleochroismus nicht zuverlässig sind. — Durch den Mangel einer älteren Generation von Pyroxenen ist der Hypersthen-Andesit von Csik Magos zwischen Csik und Gyorgyo in gewissen tridymitreichen Varietäten ausgezeichnet. — Das durch seine aufgewachsenen Krystalle von Hypersthen, Hornblende, Pseudobrookit, Tridymit, Apatit, Anorthit, Anatas, Granat, Rubellan und Titanit ausgezeichnete, nach Primics auch turmalin- und cordieritführende Gestein vom Aranyer Berge bei Deva in Westsiebenbürgen wird von den einen zum Augit-Andesit, von andern zum Hypersthen-Andesit gezählt. Die in meinem Besitz befindlichen Handstücke, welche gelben Augit enthalten, führen keinen Hypersthen als Gemengtheil. Pseudomorphosen von Eisenoxyd lassen vielleicht auf Hypersthen im frischen, nicht von Fumarolen veränderten Gestein schliessen; derselbe wurde übrigens auch in dem frischen Gestein mit hellgrünem, fast farblosem Augit spärlich beobachtet. Die Structur ist mehr trachytisch als andesitisch und geht in das allotriomorph-körnige über.

An mehreren Punkten Ungarn-Siebenbürgens, wo die Hypersthen- und Augit-Andesite in geologischer Verknüpfung mit Biotit- und Amphibol-Andesit auftreten, wurden sie von den Geologen dieses Landes als jünger erkannt. — Die den ungarischen Gesteinen durchaus entsprechenden Hypersthen-Andesite des Smrkouz-Gebirges in Süd-Steiermark (St. Egidi bei Thennenberg, Viedena) beschrieben Niedzwiedzki und Hussak.

In vorzüglicher Schönheit begegnen wir diesem rein andesitischen Typus des Hypersthen-Andesits bei den Eruptivmassen der süd- und centralamerikanischen Anden, einerseits durch Zunahme der Glasbasis in vitrophyrische, andererseits durch Verschwinden derselben in mehr trachytische Formen übergehend und im letzteren Falle öfters quarzhaltig; dann aber auch mit basischerem Charakter, so dass ein Theil des Hypersthen durch Olivin ersetzt wird (Pichincha). Aus eigener Anschauung kenne ich als hierher gehörig Laven des

Pichincha, Chimboraço, Tuaguragua, dann des Iraçu bei Carthago. Die weitere Verbreitung dieses Typus in den genannten Gebieten ergiebt sich aus den Arbeiten von Hatch (Cerro Chachani), von Siemiradzki (Zusammenfluss des Rio de Alausi und Rio Chanchan in West-Ecuador), von Bonney (Rucu-Pichincha, Antisana, Carihuairazo, Coraçon, Altar, Sincholagua, Cotocaxi) und von Hague und Iddings (Cerro de Cunchique, Panama u. a.). Auch an den grossen nordcalifornischen Vulkanen sind nach denselben Autoren Hypersthenandesite in allen Structurformen der Grundmasse von rein glasigem bis zu holokrystallinem Bestande verbreitet. — Unter den vulkanischen Gesteinen der Sunda-Vulkane auf Sumatra und Java wurde der Hypersthen-Andesit bislang meistens mit Augit-Andesit verwechselt. Seine Verbreitung ist nach Verbeek eine sehr bedeutende; zu betonen sind die weit häufigeren Übergänge in die basischeren Augit-Andesite und Basalte, als in Biotit- und Amphibolandesite und Dacite. Vorzügliche Beispiele liefert der Vulkan Gradjakan auf Java, und die Insel Celebes. Da Zirkel bei Frenzel Augitandesite dieser Insel beschreibt, so scheint auch hier die Association der beiden Gesteine vorzuliegen. Dass die Sunda-Vulkane auch heute noch hypersthen-andesitisches Material fördern, haben die oft beschriebenen losen Auswurfsmassen des Krakatau im Jahre 1883 bewiesen.

Eine recht bedeutende Verbreitung hat dieser Typus des Hypersthen-Andesits anscheinend im Caucasus; mir lagen Proben vor von Baidara und Semonlethi an der Georgischen Militärstrasse, von Alagos, vom Badeort Abas Tuman, von den Dörfern Malischk, Malakalewi und Gorbaduch, von der Spalte bei Achalkalaki und aus den Gebieten zwischen Borjom und Tzalke, sowie zwischen Gümüsch-chaná und Tschaikert östlich des Arpatschai-Flusses.

Der vitrophyrische Typus der Hypersthen-Andesite vermittelt zwischen den normalen echt andesitischen Formen und den Andesitgläsern oder Hyalo-Andesiten. Derselbe dürfte kaum einem grösseren Gebiet fehlen und zeigt nach Farbe und Porosität des Glases, nach Mangel oder Reichthum an globulitischen und krystallitischen Gebilden u. s. f. sehr wechselnden Habitus. Noch fehlen eingehendere Untersuchungen über die Natur dieser Gläser, doch lässt sich bereits angeben, dass die Basis solcher Gesteine sehr oft zum Bimsstein-, nicht selten zum Obsidian-, seltener zum Perlit- und Pechsteinglas gehört. In vorzüglicher Ausbildung kommen vitrophyrische Hypersthen-Andesite in der Umgebung von

Tokaj und am Horny Turcek bei Kremnitz vor. An beiden Fundorten sind die nicht gerade reichlichen Einsprenglinge von basischem Plagioklas, Hypersthen, Augit, Magnetit und Apatit, sowie etwas Zirkon in einer Grundmasse aus zwei schlierig-eutaxitisch verwobenen Gläsern eingebettet; das eine Glas ist sehr mikrolithenarm und gelbroth durchsichtig, das andere sehr mikrolithenreich und grau. — Sonst wurden mir vitrophyrische Ausbildungen von Carboneras am Cabo de Gata, vom Widodarin in Java und vom Singalang auf Sumatra (mit etwas Biotit und Amphibol) bekannt. — Auch der erste in den Vereinigten Staaten von Nordamerika von Cross beschriebene Hypersthen-Andesit von den Buffalo Peaks im South Park, Colorado, gehört diesem Typus an, welcher auch unter den von Svenonius entdeckten und beschriebenen Vorkommnissen aus Norrland in Schweden in seltener Schönheit auftritt.

Das Vorkommen dieser Gesteinsgruppe an den japanischen Vulkanen geht aus den Angaben von Törnebohm über Hypersthen-Andesite des Asama-yama, von Koto über Enstatit-Andesite von Kokaze in Izu und Nawatsi hervor. — Becke beschreibt sie vom Krater des Palandokän und vom Soganly-Plateau in Armenien.

Das classische Vorkommen für Hypersthen-Andesite in Europa ist der Archipel von Santorin, von dessen Gesteinen Fouqué eine mustergültige Darstellung gegeben hat. In den älteren und jüngeren Laven des Santorinvulkans finden sich in lückenloser Reihe alle Stadien structureller Entwicklung vollkommen ebenso, wie im Washoe-District, nur etwa mit dem Unterschiede, dass die dort zweigliedrige Entwicklung während der Effusionsperiode hier nur in Spuren vorkommt. Aus sehr mikrolithenarmem, bräunlichem, grauem oder farblosem Glase folgen alle Stadien bis zur typischen, hyalopilitischen Andesitstructur, in welcher die Glasbasis bis auf kaum wahrnehmbare Reste verschwunden ist. Trachytoide und allotriomorph-körnige Grundmassen kommen vielfach in den älteren Gängen auf Thera vor. Eine felsodacitische Ausbildung zeigen Proben von der 1866 entstandenen, bald überdeckten kleinen Insel Reka und einzelne Bomben, welche am 27. Juni 1866 auf Georgios I. ausgeworfen wurden. Der Mineralbestand ist der normale für Hypersthen-Andesite, Übergänge in Augit-Andesite und olivinführende Augit-Andesite sind verbreitet. Die Einsprenglingsfeldspathe der Georgioslaven sind vorwiegend Labrador (die älteren Laven führen z. Th. Oligoklas) und wenig Anorthit, der Feldspath der Grundmasse ist Albit und Oligoklas. Die hohe Basicität der ur-

anfänglichen intratellurischen Ausscheidungen eruptiver Magmen ergiebt sich aus den Einschlüssen von sogenannter Anorthitlava, d. h. von nester-artigen Agglomerationen von Anorthit, Hypersthen, Augit, Olivin, Titanit und Magnetit, welche durchweg sich dem Habitus hypidiomorph-körniger Gesteine auch dann nähern, wenn sie von Gesteinsglas mehr oder weniger durchtränkt sind. — Knollen von Wollastonit, Fassait und Melanit, welche die Laven einschliessen, werden als metamorphosirte Kalksteinfragmente gedeutet.

Wie aus früher Gesagtem hervorgeht sind hier unter dem Namen Augit-Andesit nicht alle jüngeren effusiven Plagioklas-Augitgesteine verstanden, sondern nur die saureren, welche in ihrer Structur den übrigen Andesiten, zumal den Hypersthen-Andesiten parallel stehen. Ihre älteren Aequivalente sind also ganz vorwiegend in dem Weiselbergit-Typus der Augitporphyrite zu suchen. Man hat dieselben vollständig charakterisirt, wenn man sie Hypersthen-Andesite nennt, deren rhombischer Pyroxen gänzlich durch monoklinen verdrängt wurde. Die nahe genetische Beziehung zu den Biotit- und Amphibolandesiten wird auch hier durch die nicht seltene Anwesenheit von Resten dieser Mineralien in mehr oder weniger vollendeter Umbildung zu Magnetit-Augit-Aggregaten dargethan. Sie kommen fast ausschliesslich im rein andesitischen, also hyalopilitischen, oder vitrophyrischen Typus vor. Übergänge in trachytoide Formen fehlen nicht, sind aber seltener als diejenigen in basaltische. Nach dieser Richtung hin weist auch die Häufigkeit des Olivins als Übergemengtheil. Wo Hypersthen-Andesite in grösserer Entwicklung vorhanden sind, da pflegen auch die Augit-Andesite nicht zu fehlen; oft vermitteln sie zwischen diesen und den Basalten. Seltener sind sie mit Basalten allein verknüpft; und besonders in solchen Gebieten sind die Grenzen gegen Basalte nach Structur und Zusammensetzung schlecht zu ziehen.

Typische hyalopilitische Augit-Andesite finden sich unter den Schemnitzer Vorkommnissen spärlich, reichlicher im Archipel von Santorin, bei Balakalessa in der Troas, bei Youm Bournoum in Anatolien, in den Anden (Punin zwischen Riobamba und Chimboraço, an der Südküste von Veragua, am Chiriqui), in Mexico (hierher gehört das durch seinen schönen Tridymit bekannte Gestein von Pachuca, in welchem ein anscheinend aus Eisenerzen hervorgegangenes, in langen, fuchsrothen Säulchen krystallisirendes Mineral von sehr winzigen Dimensionen mit paralleler Auslöschung

und positivem Charakter der mit der Prismenaxe zusammenfallenden Elasticitätsaxe, sehr hohem n und starker Doppelbrechung verbreitet ist, welches man für Rutil halten möchte), auf den Cyaneen bei Constantinopel, vom Palandokän, Dumlidagh und Pasin in Armenien (nach Becke), und auf den Sunda-Inseln, sowie auf den Aleuten (hier z. Th. ohne intratellurische Einsprenglinge).

Solche mit Übergängen in basaltische Structurformen liefert in grosser Schönheit die Auvergne (Puy de Pariou, durch geringe Menge der älteren Einsprenglinge, darunter spärlich Amphibol. gelbe Grundmasse, Augit, Pseudobrookit, Tridymit und Structur auffallend ähnlich dem Gestein vom Aranyer Berg, Volvic am Puy de Megère, Plateau de la Bastide), der Sunda-Archipel, von wo sie besonders durch Verbeek und Behrens eingehend beschrieben wurden (der accessorische Olivin ist bisweilen, so am Goenoeng Api auf Banda, in Haematit umgewandelt) und S. Miguel (Sete Ciclades. Val de Furnas, Lagoa do Fogo).

Aus der Literatur sind besonders zu erwähnen die Mittheilungen von Kreutz über vitrophyrische saure Augit-Andesite von Fortance Stane, und über auswürflingsartig im Tuff des Kamen Verch im Smrkouz-Gebirge vorkommende, rein körnige Varietäten (darunter quarzführende und solche mit Anorthit), von Schafarzik über die Vorkommnisse von den südwestlichen Ausläufern des Cserhat-Gebirges NNO. von Budapest (ihre Feldspatheinsprenglinge sind Anorthit, es scheinen Übergänge in Hypersthen-Andesit vorzukommen, da er hierher auch das Gestein von Tot Györk rechnet). — Normale Augit-Andesite mit stark pleochroitischem Augit beschreibt Oebbeke von den Philippinen (Halbinsel Marivelles, Monte Binay, Berge S. von Batangas). — Naumann (Z. D. G. G. 1877. XXIX, 370) beschreibt holokrystalline Augitandesite des Vulkans Ooshima in der Bucht von Yeddo (neben Labrador findet sich Sanidin als Einsprengling), Koto trachytoide Augitandesite der Provinz Izu und der Gegend von Tokio, vitrophyrische aus der Provinz Kozuka. Wichmann schildert vitrophyrische Vorkommnisse und Aschen von Ninafou, Blaas solche vom Berge Kenarigird in Persien, die in einer allotriomorph-körnigen Grundmasse von Plagioklas, grünem Augit, etwas Biotit und Magnetit nur Einsprenglinge von Plagioklas enthalten. — v. Drasche und Vélain untersuchten Augit-Andesitlaven und Auswürflinge der Insel Bourbon. letzterer auch solche von St. Paul, deren Feldspath Anorthit war. — Mügge vergleicht olivinhaltige und zu Basalten hinüberspielende

Augitandesite des Massai-Landes mit denen von S. Miguel, Törnebohm fand Pseudobrookit in Augit-Andesiten von der Beringstrasse. — Amerikanische Augitandesite aus den süd- und centralamerikanischen Anden (z. Th. mit Quarz) beschreibt Gümbel, centralamerikanische (von Panama) mit Annäherung an die Basalte, und ihre Aschen Diller, von Mill Creek am Mount Hood Kloos (die Plagioklase bilden keine Viellinge, sondern nur Zwillinge). Es ist überhaupt nicht selten bei Pyroxen-Andesiten, dass die Plagioklase des polysynthetischen Baus entbehren. — Tschermak und Lagorio beschrieben Augit-Andesite des Caucasus. Die Quarzkörner in Vorkommnissen von Kasbek und Elburs hält Tschermak für Einschlüsse. — Typische hypersthenfreie Augitandesite aus dem Caucasus lernte ich kennen von Abúl, vom Dorfe Ketanlú am Arpatschai, von Semonlethi an der Georgischen Militärstrasse und von Atzchur am Wege von Borjom nach Achalziche.

Zwischen Hypersthenandesiten und Basalten schwanken die von Bucca untersuchten Augitandesite von Lipari. Zn dem normalen Bestande gesellen sich sowohl Hypersthen, wie Olivin. Die verbreitetste Ausbildungsform der Grundmasse ist eine hyalopilitische, doch sind die Augite nicht idiomorph, sondern sie bilden eckige bis rundliche Körner. Die bald farblose, bald gelblich bis bräunlich gefärbte Glasbasis ist oft voll von Mikrolithen. Durch Zunahme der Glasbasis entstehen vitrophyrische Typen (andesiti a massa porfirica), durch Zurücktreten dieser und Entwicklung zahlreicher sehr kleiner Feldspathmikrolithe mit zwischengeklemmten Augit- und Magnetitkörnern bilden sich trachytoide (andesiti a massa microlitica), und durch weiteres Sinken der Dimensionen der Grundmassegemengtheile angenähert mikrofelsitische Formen (andesiti a massa petrosilica). — Ähnliche Verhältnisse finden sich bei Augit-Andesiten von Vulcano. — Bucca stellt ferner zu den Augit-Andesiten die von Abich als Trachydolerite, von vom Rath als Trachyte bezeichneten Gesteine vom Monte Santa Croce bei Roccamonfina. Biotit, Augit und bis an den Rand mit Interpositionen erfüllter Plagioklas liegen in wesentlich mikrolithischer Grundmasse.

Eine nach mehreren Richtungen hin eigenthümliche Gruppe bilden die von Förstner besprochenen Augit-Andesite der Insel Pantelleria. Zunächst zeigen ihre Feldspathe oft durchaus den Habitus der Anorthoklase, nicht denjenigen der normalen Plagioklase, zumal in der überaus feinlamellaren, mikroklinartigen

Structur. Auch ist ihr Axenwinkel um die negative Bissectrix für echte Plagioklase in vielen untersuchten Schnitten auffallend klein. Der Einsprenglingsaugit ist offenbar von zweierlei Art, ein zwischen grün und bräunlich pleochroitischer mit sehr starker Dispersion der Axen, und ein hellgrüner, unpleochroitischer, dem diese Eigenschaft nur in geringem Grade zukommt. Olivin erscheint gelegentlich als accessorischer Einsprengling. Die Grundmassen sind holokrystallin vom Habitus der Grundmassen der Akmittrachyte etwa, nur reicher an farbigen Gemengtheilen, unter denen neben grünen Mikrolithen, die jedenfalls z. gr. Th. dem Pyroxen angehören. oft die, vielleicht mit dem Cossyrit identischen, Säulchen und Fetzen von tiefkrappbrauner Farbe und sehr starkem Pleochroismus auftreten. Letztere ordnen sich gelegentlich zu roh radialen Häufchen, setzen sich auch gern an Feldspathdurchschnitte und umsäumen diese (Marina di Suvachi). Bald fehlt das zum Cossyrit gestellte Mineral und in der trachytoiden Grundmasse liegt neben den normalen Einsprenglingen vereinzelt Hypersthen (Cuddia Patita). Normale hyalopilitische Andesitstructur (Monte Ghibele) führt hinüber zu vitrophyrischen Typen, in denen bei tiefbrauner oder rothbrauner Farbe die mikrolithischen Ausscheidungen der Effusionsperiode nahezu vollständig fehlen (Miliach an der Montagna Grande und Costa di Venicola), während bei hellerer Färbung tafelförmige und leistenförmige Mikrolithe von Feldspath, auffallend lang säulenförmige eines lauchgrünen Augits, und schön idiomorphe Säulen von tiefbraunem Cossyrit nicht allzuspärlich vorhanden sind (Scauri). An Erzen kommt in den nicht glasigen Formen oft recht reichlich Haematit in blutroth bis gelb durchsichtigen Täfelchen vor, welchen auch Förstner angiebt, der seine Aufmerksamkeit wesentlich und in erster Linie den Feldspathen dieser Gesteine schenkte. Er unterscheidet einen älteren Augit-Andesit in theils holokrystallin-porphyrischer, theils vitrophyrischer Facies, dessen Plagioklaseinsprenglinge, prismatisch nach der verticalen Axe, nur kleines M haben. Die Grundmasse soll bei krystalliner Ausbildung aus Plagioklas. Magnetit, chloritischer Substanz und Haematit bestehen. Als weitere Einsprenglinge nennt Förstner spärlichen lauchgrünen Augit und Magnetit, und betont die Häufigkeit des Bavenoer Gesetzes bei den Feldspatheinsprenglingen. Dem gegenüber unterscheiden sich die jüngeren Augit-Andesite durch tafelförmige Feldspathe mit M und n als herrschende Flächen, an denen das Bavenoer Gesetz nicht beobachtet wurde.

Mit diesen Pantelleria-Gesteinen scheinen nach der Darstellung von R. Brèon gewisse isländische Vorkommnisse nahe verwandt zu sein. Neben trachytoiden Augitandesiten, welche in einer mikrolithischen Grundmasse aus Oligoklas mit wenig Labrador und Augit Einsprenglinge von Labrador führen (Stikkisholmr u. a. O. im westlichen, Saudakrog im nördlichen Island), und auch in vitrophyrischer Facies mit nadelförmigem Augit und gegabeltem Feldspath auftreten (Hengildalr), werden saurere Formen von Kaldalr besprochen, deren Einsprenglinge zum Oligoklas oder Anorthoklas gehören, während die Grundmasse aus Oligoklas, wenig Augit und Magnetit in einer, bisweilen zu Tridymit umgewandelten, auch Opal-Sphärolithe führenden Glasbasis besteht. Glasige, in Liparit übergehende Typen werden von Akrureyri und Husafjell, perlitische vom Laugarfjäll erwähnt. Die älteren Ausscheidungen des letztgenannten Gesteins sind Augit und ein, nach Damour's Analyse zum Albit oder Anorthoklas gehöriger, Feldspath.

Eine eigene kleine Gruppe von Andesiten liegt in den, mikroskopisch zuerst von Sauer beschriebenen haüynführenden Andesiten vor. Dieselben vermitteln zwischen den Andesiten und Tephriten in ganz ähnlicher Weise, wie die Sodalith-Trachyte zwischen den Trachyten und Phonolithen ein Bindeglied darstellen. Sauer glaubt denn auch einen kleinen Gehalt an Nephelin in gewissen Vorkommnissen erkannt zu haben. Diese haüynführenden Andesite sind bisher fast ausschliesslich von den canarischen Inseln bekannt geworden. Dieselben enthalten an älteren intratellurischen Ausscheidungen neben Magnetit, Apatit, spärlichem Zirkon, reichlich Titanit, Hornblende, Augit, Haüyn und Plagioklas in oft tafelförmigen und ungestreiften Krystallen; die Grundmasse ist bald hyalopilitisch und besteht aus Plagioklasleisten mit viel Augit und Magnetit und einer von opaken Krystalliten und Trichiten erfüllten Glasbasis (Tres montañas auf Canaria), bald pilotaxitisch (Guinigada und Tenoya auf Canaria) mit ziemlich grobem Korn. Der Reichthum an Magnetit und Augit, sowie die, nach der Lage der Auslöschungsrichtungen zu schliessen, hohe Basicität der Feldspathe stellt das Gestein in die Nähe der Tephrite und entfernt es von den typischen Andesiten. Dem entspricht auch der Reichthum an Augit und Hornblende unter den Einsprenglingen.

Möhl beschrieb einen Haüynandesit von Okka auf der Insel Flores; ob der Haüyn sicher bestimmt sei, ist mindestens zweifelhaft, da derselbe Autor auch in andern Gesteinen Apatit mit Haüyn

verwechselte, wenn der Apatit durch die Anordnung seiner Interpositionen parallel den Flächen des hexagonalen Prismas und durch die Gedrungenheit seiner Formen Durchschnitte lieferte, die eine entfernte Ähnlichkeit mit Haüyndurchschnitten besitzen.

Sandberger deutete im Jahre 1873 kurz die Anwesenheit haüynführender Andesite in Nassau an, und bestimmte die mineralogische Zusammensetzung eines solchen vom Sengelberge bei Salz als ein holokrystallines Gemenge von Plagioklas, Nosean, Nephelin, Hornblende und Apatit im Wesentlichen. Möhl, welcher im folgenden Jahre dasselbe Gestein, sowie ähnliche vom Ruhberge zwischen Ruppach und Dahlen, vom Kriegersgarten östlich von Wölferdingen u. s. w. beschrieb, bestätigte den Noseangehalt, nennt aber den Nephelin nicht, und giebt als weitere Gemengtheile Sanidin und Augit, Titaneisen neben Magnetit, honiggelben Glimmer und farbloses Glas an. — Bertels, der über diese Gesteine eine eigene chemische und mikroskopische Untersuchung veröffentlichte, fand, dass die Grundmasse wesentlich aus triklinem Feldspath mit etwas in Eisenglimmer und freie Kieselsäure sich umsetzendem Fayalit nebst Nosean, Augit, Magnetit, Ilmenit bestehe, worin grössere Krystalle von triklinem Feldspath und Hornblende liegen. Letztere war grösstentheils in eine grüne, fasrige Substanz umgewandelt, die nach einer Separatanalyse zwischen Melanolith und Delessit stehen würde und den Namen Phäactinit erhielt. Bertels gab diesen Gesteinen den Namen Isenit. — Wiederholte Untersuchungen an den Vorkommnissen vom Sengelberg bei Salz, vom Ruhberg und von dem Kriegersgarten bei Wölferdingen auf chemischem und mikroskopischem Wege thaten dar, dass weder Nephelin noch Nosean vorhanden seien; mit letzterem war der reichlich vorhandene Apatit verwechselt worden. Die Gesteine sind ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach olivinhaltige Amphibol- und Biotit-Andesite (Kriegersgarten) von allerdings sehr hoher Basicität und mit einer entschiedenen Annäherung an basaltoiden Charakter, der auch makroskopisch hervortritt. Ihre nächsten Verwandten, mit allerdings wohl etwas höherer Acidität, finden sich unter den olivinhaltigen Biotit- und Amphibolandesiten der Insel S. Miguel und der Auvergne. Der Feldspath der Isenite wird stark von HCl angegriffen und ist jedenfalls nicht saurer als Labrador. Die Abwesenheit des Sanidin hat schon Bertels dargethan. — Nach Angelbis bildet der Isenit vom Sengelberg einen Gang im Dachbasalt über den Bimssteinsanden.

Nach Zirkel's Angaben würde eventuell zum Haüynandesit

eine Anzahl bereits oben wegen ihres Granatgehalts erwähnter Vorkommnisse aus Nevada (Coal Creek, Setoya Range und Susan Creek, River Range) gehören.

Die andesitischen Gesteine sind ebenso wie die liparitischen und trachytischen einer vorwiegend glasigen Ausbildung fähig. Solche Ausbildungsformen mögen allgemein als Hyaloandesite zusammengefasst werden. Dieselben sind durch die vitrophyrischen Andesite mit den normalen und holokrystallinen Typen verbunden, und erweisen sich auch geologisch mit ihnen verknüpft. Das Charakteristische derselben liegt in dem vollständigen Fehlen oder doch der unbedeutenden Entwicklung von intratellurischen Einsprenglingen und von Bildungen der Effusionsperiode. Durch Anwachsen der ersteren bilden sich die gewöhnlich als Obsidian-, Pechstein- u. s. w. Porphyre bezeichneten vitrophyrischen Andesite, durch bedeutendere Entwicklung der letzteren gelangt man zu den normalen hyalo-, pilitischen und pilotaxitischen Andesiten. — Eine scharfe Absonderung der Hyaloandesite von den hyalinen Formen der Liparite, Trachyte und Dacite ist bisher nicht durchgeführt und ohne weiter ausgedehnte chemische Arbeiten oft auch kaum möglich. Immerhin lässt sich aus der vorhandenen Summe von Erfahrungen erkennen, dass Andesitpechsteine, Andesitperlite, Andesitobsidiane und Andesitbimssteine vorkommen, und dass dieselben sich von den gleichen Ausbildungsformen der übrigen jüngeren Effusivgesteine von höherem Kieselsäuregehalt nur durch die Natur ihrer Einsprenglinge und auch durch diese, wie an früherer Stelle auseinandergesetzt wurde, nicht immer unterscheiden. Als Beispiele solcher Hyaloandesite mögen dienen ein von Verbeek beschriebener, an sphärolithischen Gebilden reicher und in Sphärolithfels übergehender Amphibolandesitpechstein von Javas 1te Punt und ein Augitandesitpechstein von Chomi im Caucasus (nach Becke), Perlite von Balos (Santorin) und von der Schlucht Schurdó im Caucasus, der erste ein Amphibolhypersthen-, der zweite ein Hypersthenandesit, Obsidiane von Nevada (Hypersthenandesit), Listanera und Vulcano (Augitandesite) und vom Soganly Plateau im Caucasus (Augitandesit, Becke), sowie Bimssteine von Akrotiri (sie gehen in Perlite mit negativ doppelbrechenden Glaskugeln über und führen in grosser Menge kleine mikroskopische Kryställchen, welche anscheinend die Form R . OR haben und starke positive Doppelbrechung besitzen, so dass selbst die kleinsten das Interferenzbild mit einem oder zwei Ringen zeigen). Cohen beschreibt als Amphibolandesit-Bimsstein die Lava

des Ilopango-Sees, Republik Salvador, vom 20. Januar 1880, und Augitandesit-Bimssteine, welche im Mai 1878 zwischen Neu-Britannien und Neu-Irland aufgefischt wurden, und wahrscheinlich vom Februar-Ausbruch des Jahres 1878 in der Blanche-Bay herrühren, sowie solche von den Sandwich-Inseln, welche sich durch eigenthümliche Phänomene der Doppelbrechung in dem lichtgrauen Glase auszeichnen. — Oebbeke bespricht Amphibolandesit-Bimssteine von Magalang, Philippinen, und Waller solche eines Amphibol-Hypersthenandesits von der westindischen Insel Monserrat.

Alle Andesit- und Dacitarten finden sich an verschiedenen Orten der Erde durch allmählige Übergänge verbunden mit einer eigenthümlichen Ausbildungsform, in der sie des Charakters und Habitus von Gliedern der jüngeren Effusivreihe mehr oder weniger vollständig entbehren, und dafür ein sehr häufig mit dem Prädikat „grünsteinähnlich" bezeichnetes Aussehen annehmen. Diese Ausbildungsform, welche hier als die Propylit-Facies der Andesite bezeichnet werden soll, tritt besonders dort auf, wo die Andesite und ihre Nebengesteine Erzbringer sind, und ist daher stets mit der Erzführung in causalen Zusammenhang gebracht worden. Eine Divergenz der Ansichten besteht wesentlich insofern, als man die Propylitfacies als das Bedingende, die Erzführung als das Bedingte ansehen, oder das Umgekehrte für richtig halten, oder endlich beide Phänomene als gleichmässig und gleichzeitig bedingt durch eine und dieselbe Ursache auffassen kann.

Der Name Propylit wurde zuerst von Fr. von Richthofen (California Acad. of Sc. Memoirs. vol. I. part 2. San Francisco 1868 und Z. D. G. G. 1868. XIX. 668) gebraucht, und zunächst auf gewisse, früher von ihm als Grünsteintrachyte bezeichnete Gesteine Ungarns und Siebenbürgens, zu denen er auch den Timazit Breithaupt's rechnet, auf Vorkommnisse von Washoe, Silvermountain und Esmeralda am Ostabfall der Sierra Nevada, von den Provinzen Sonora und Sinalva und dem Hochlande Mexicos, vom Pic Demavend in Armenien u. s. w. angewandt. Als bestimmende Charaktere bezeichnet v. Richthofen für seine Propylite ihr dioritisches Aussehen, ihre porphyrartige Structur und ihre grünen Farben. Sie sind die ältesten tertiären Eruptivgesteine, eröffnen gewissermassen die nach der langen Ruhe während der mesozoischen Epochen wieder erwachte vulkanische Thätigkeit der Erde während der Tertiärzeit (daher ihr Name), treten nicht in Lavaströmen, sondern als Massenausbrüche auf und bilden allenthalben die Grundlage jüngerer

tertiärer Eruptivgesteine. Mineralogisch bestehen die Propylite im Wesentlichen aus einem für Oligoklas gehaltenen, triklinen Feldspath von derbem Aussehen, aus gewöhnlich grüner frasriger, seltener aus schwarzer und glatt spaltender Hornblende und daneben aus titanhaltigem Magnetit, accessorisch Biotit (selten), Augit (häufig und an gewissen Localitäten zu einem wesentlichen Gemengtheil werdend) und Quarz (bald accessorisch, bald wesentlich). Danach gliedert von Richthofen seine Propylitgruppe in 1) Quarzpropylite, 2) Hornblendepropylite und 3) Augitpropylite. Zirkel, welcher 1876 seine mikroskopischen Studien an den propylitischen Gesteinen des 40. Parallels in den Vereinigten Staaten publicirte, erkannte die chemische und in vielen Punkten auch mineralogische Übereinstimmung der Quarzpropylite mit den Daciten, der Propylite mit den Amphibolandesiten, glaubte jedoch theils in dem Habitus, theils in der Natur der Einsprenglinge und der Grundmasse charakteristische Unterschiede der genannten Gesteine beobachtet zu haben, die eine selbständige Stellung der Propylite befürworteten. Angeregt durch Zirkel's Mittheilungen unternahm Doelter 1879 eine erneute Untersuchung der entsprechenden Gesteine Ungarns und Siebenbürgens und fand, dass allerdings gewisse Gesteine von Kis Banya, Meregyó und Nagy-Sebes ziemlich genau mit der Zirkel-schen Beschreibung der Propylite übereinstimmten, während andere und zahlreichere Vorkommnisse eine Zwischenstellung zwischen dem Propylit und dem Amphibolandesit einnähmen. In demselben Jahre sprach Verf. (L. J. 1879. 648) es aus, dass der Propylit als eine eventuell nur pathologische Varietät der quarzführenden, beziehungsweise quarzfreien Amphibol- und Augitandesite anzusehen sei. Diese Auffassung wurde in Washoe durch die eingehende Untersuchung von Geo. F. Becker geologisch und petrographisch als richtig dargethan und auch durch Hague und Iddings bestätigt, während die Ansichten hierüber bei den ungarisch-siebenbürgischen „Propyliten" anscheinend noch divergiren, wobei allerdings zu betonen ist, dass die Geologen dieses Landes (Szabó, Anton Koch) die geologische und petrographische Selbständigkeit des Propylits verneinen.

Die Eigenthümlichkeiten der propylitischen Facies, welche grossentheils bereits von Zirkel l. c. richtig erkannt und beschrieben wurden, und welche man an den Repräsentanten derselben aus der Gegend von Schemnitz, Kapnik, Kis-Banya u. a. O. in Ungarn und Siebenbürgen, aus dem Washoe-District in Nevada in ausgeprägtester Weise entwickelt findet, liegen z. Th. in der Natur der Ein-

sprenglinge, z. Th. in derjenigen der Grundmasse. Was die ersteren anbetrifft, so zeigen die Feldspathe nicht den Mikrotinhabitus der Effusivgesteine, sondern das derbe Aussehen etwa wie in den Dioritporphyriten und den Diabasporphyriten des Schiefergebirges. Ihr Glanz ist gering, ihre Spaltbarkeit oft wenig vollkommen; sie sind erfüllt mit Zersetzungsproducten, unter denen Calcit wohl an Ort und Stelle entstand, der sehr verbreitete Chlorit (er wurde meist für Hornblende gehalten) zugeführt und der ebenfalls verbreitete Epidot unter Wechselwirkung der aus Feldspath und der aus Biotit, Amphibol oder Pyroxen stammenden Lösungen gebildet wurde. Dabei pflegen die Glaseinschlüsse der Feldspathe vollständig verloren zu gehen. — Der Biotit und der Amphibol sind ebenfalls in höherem oder geringerem Grade zersetzt, die braune Farbe ist verloren gegangen, die grüne an ihre Stelle getreten; dann findet die Umbildung in Chlorit, Carbonate und Eisenerze mit oder ohne Quarzausscheidung statt und dabei verschwinden die dunklen Magnetit-Augit-Mäntel ebenfalls mehr oder weniger. Die Pyroxen-Einsprenglinge (Hypersthen rascher als Augit) werden in Strahlstein (Uralit) und Epidot, und später ebenfalls zu Gemengen von Chlorit oder Serpentin, Carbonaten, Epidot und Erzen umgewandelt. Von Wichtigkeit ist es auf die ausserordentliche Häufigkeit von Pyrit (wohl auch von anderen Schwefelverbindungen) in den umgewandelten Einsprenglingen hinzuweisen; dieser Umstand weist entschieden auf H_2S als wirkende Ursache und damit auf Solfataren und Thermen. — Die Grundmasse der Gesteine verliert in der propylitischen Facies durchaus den hyalopilitischen Charakter, wenn sie ihn im frischen und unveränderten Gestein besass, das Gesteinsglas verschwindet alsbald und löst sich in krystalline Aggregate auf, die wesentlich aus Quarz und Feldspath bestehen dürften. Das Gefüge derselben ist stets allotriomorph-körnig. Dabei erfüllt sich die Grundmasse ebenfalls mit Neubildungen (Calcit, Chlorit, Epidot, Strahlstein und Pyrit), die hier offenbar denselben Ursprung haben, wie in den Einsprenglingen. Diese Vorgänge und die ihnen entsprechenden verschiedenen Stadien von dem normalen Biotit-, Amphibol- oder Pyroxen-Andesit, beziehungsweise Dacit bis zu dem sog. Propylit oder Quarzpropylit wurden offenbar nach den vorliegenden Beschreibungen von allen Petrographen, die propylitische Gesteine untersuchten, beobachtet, wenn auch nicht immer ganz richtig gedeutet.

Sucht man nach analogen Processen in der Gesteinswelt, so

stehen der propylitischen Umwandlung von Andesiten die epidioritischen Facies der Diabase wohl am nächsten, wenn man von der hier porphyrischen, dort körnigen Structur absieht. Wenn nun aber bei der epidioritischen Umwandlung der Diabase und ähnlichen Vorgängen innerhalb des Bereichs der Tiefengesteine oft sichere Beweise für den Gebirgsdruck als Ursache der Umbildung sprechen, wobei dieser vielleicht nur durch die innere Zertrümmerung der Gesteine sie für die intensive Einwirkung von Lösungen zugänglich machte, so fehlen bei der propylitischen Facies der Andesite Anzeichen für eine solche Zerquetschung durchaus, oder sind doch jedenfalls nicht mit hinreichender Klarheit zu erkennen. Dennoch spricht auch hier die oft beobachtete Durchtrümung der Gesteine mit kleinen und kleinsten Erzadern dafür, dass dieselben von Spalten durchsetzt wurden, auf denen die Gewässer der Tiefe circulirten und Erze absetzten, während sie gleichzeitig in intensiver Weise den ursprünglichen Bestand und die normale Structur der Gesteine von den Spalten aus vordringend veränderten. — Es ist schwer zu bestreiten, dass auch eine gewöhnliche atmosphärische Verwitterung ähnliche Facies hervorbringen könnte, doch vermöchte diese schwerlich die Erzführung zu erklären, und es wäre nicht zu verstehen, warum nicht allenthalben die Andesite propylitische Facies annehmen sollten.

Die Tuffe der Dacite und Andesite

sind bisher nur in geringer Ausdehnung untersucht worden. So beschrieb Ant. Koch Tuffe, welche die Amphibolandesite der Donau-Trachyt-Gruppe vom rechten Ufer dieses Flusses bei Visegrad begleiten, Behrens solche von Java, Hatch etwas eingehender solche vom Yurac bei Arequipa, welche aus Fragmenten von Feldspath, Gesteinsglas und Bimsstein bestehen, die durch Chalcedon verkittet werden, und Wichmann solche von dem Viti-Archipel.

III. B. f. Die Familie der Basalte.

Literatur.

G. Angelbis, Über die Bimssteine des Westerwaldes. Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1881. 393—411. 1882.

Fr. Arno Anger, Mikroskopische Studien über klastische Gesteine. T. M. M. 1875. 153—174.

A. Arzruni, Untersuchung der vulkanischen Gesteine aus der Gegend von Abu-Zábel am Ismaïlia-Canal. S. B. A. 1882. X. 178—182.

Fr. Becke, Untersuchungen an kaukasischen Eruptivgesteinen. In H. Abich, Geologie der armenischen Hochebene. I. Westhälfte. Wien. 1881. 329—364.

Arth. Becker, Über die Olivinknollen im Basalt. Z. D. G. G. 1881. XXXIII 31—66.

— Schmelzversuche mit Pyroxenen und Amphibolen und Bemerkungen über Olivinknollen. Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 10—20.

Geo. F. Becker, Geology of the Comstock Lode and the Washoe District. Washington. 1882.

H. Behrens, Beiträge zur Petrographie des indischen Archipels. Amsterdam. 1880.

— Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurkund. Verh. Kon. Akad. Amsterdam. 1882. XXIII.

Fr. Berwerth, Über Gesteine von Jan Mayen. Wien. 1886.

K. Bleibtreu, Beiträge zur Kenntniss der Einschlüsse in den Basalten mit besonderer Berücksichtigung der Olivinfels-Einschlüsse. Z. D. G. G. 1883. XXXV. 489.

Emm. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Arbeiten der geol. Abtheilung der Landesdurchforschung Böhmens. II. Prag. 1873.

R. Bréon, Note pour servir à l'étude de la géologie d'Islande et des îles Foeroe. Paris. 1884.

L. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

H. Bücking, Über Augit-Andesite in der südlichen Rhön und in der Wetterau. T. M. P. M. 1878. I. 1—14.

— Über Augit-Andesit und Plagioklasbasalt. T. M. P. M. 1878. I. 538—554.

— Über Basalt vom südöstlichen Vogelsberg und von Schwarzenfels. T. M. P. M. 1878. II. 101—106.

— Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. d. geolog. Landesanst. Berlin. 1882.

J. Budai, Zur Petrographie der südlichen Hargitta. F. K. 1881. XI. 296—305.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Blatt Rossdorf der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt. 1886.

K. de Chrustschoff, Note sur une roche basaltique de Sierra Verde (Mexique). Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 385—395.

— Über pyrogenen Quarz und Tridymit. T. M. P. M. 1886. VII. 295—307.

E. Cohen, Vorläufige Notiz über ein massenhaftes Vorkommen basischer Gesteinsgläser. — L. J. 1876. 744—747.

— Über Laven von Hawaii etc. L. J. 1880. II. 23.

— Lava vom Camarun-Gebirge. L. J. 1881. I. 266.

Alf. Cossa, Osservazioni chimico-microscopiche sulla cenere dell' Etna caduta a Reggio di Calabria il 28 maggio u. sc. e sulla lava raccolta a Giarre il 2 giugno 1879. Transunti R. Acad. Linc. 1879 (3). III.

— Sur la cendre et la lave de la récente éruption de l'Etna. C. R. 1879. LXXXVIII. No. 26. 1338.

Ch. Wh. Cross and W. F. Hillebrand, On the minerals, mainly zeolites, occurring in the basalt of Table mountain, near Golden, Col. Am. Journ. 1882. XXIII. No. 138 u. XXIV. No. 140.

J. S. Diller, Fulgurite from Mount Thielson, Oregon. Amer. Journ. Oct. 1887. XXVIII. 252—258.

— The latest volcanic eruption in northern California and its peculiar lava. Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. No. 193. 45.

C. Doelter, Die Producte des Vulkans Monte Ferru. Denkschr. f. Akad. Wiss. Wien. 1878. XXXIX.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz. 1882.

C. Doelter und E. Hussak, Über die Einwirkung geschmolzener Magmen auf verschiedene Mineralien. L. J. 1884. I. 18.

Br. Doss, Die basaltischen Laven von Daurán und vom Diret-el-Tulul in Syrien. T. M. P. M. 1886. VII. 461—534.

R. von Drasche, Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. T. M. M. 1873. 1—12.

— Die Insel Réunion im indischen Ocean. Wien. 1878.

— Fragmente zu einer Geologie der Insel Luzon. Wien. 1878.

L. Dressel, Die Basaltbildung in ihren einzelnen Umständen erläutert. Haarlem. 1864.

Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Sver. geol. Und. Ser. C. No. 51. Stockholm.

— Erratiska basaltblock ur N. Tysklands och Danmarks diluvium. G. F. i Stockholm Förhandl. 1883. VI. No. 82. 557.

— Om basalttuffen vid Djupadal i Skaane. Ibid. 1883. VI. No. 80. 408.

— Ytterligare om basalt-tuffen vid Djupadal i Skaane. Ibid. 1883. VI. No. 84. 774.

Fr. Eigel, Über einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. T. M. P. M. 1886. VIII. 73.

A. B. Emmons, Notes on Mount Pitt. Bull. Calif. Acad. No. 4. 1885.

H. Förstner, Nota preliminare sulla geologia dell' Isola di Pantelleria. Boll. Com. geol. d'Italia. 1881.

— Das Gestein der Insel Ferdinandea (1831) und seine Beziehungen zu den jüngsten Laven Pantellerias und des Aetnas. T. M. P. M. 1883. V. 388—396.

H. von Foullon, Über Eruptivgesteine von Recoaro. T. M. P. M. 1879. II. 449—488.

H. von Foullon, Über veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 276—280.

F. Fouqué et A. Michel-Lévy, Reproduction artificielle des basaltes. C. R. 1881. XCII. No. 7.

H. Francke, Studien über Cordillerengesteine. Apolda. 1875.

Herm. Frickhinger, Wenneberg-Lava aus dem Ries. Verhdlgn. d. physik.-med. Ges. Würzburg. N. F. 1875. VIII. 216—220.

J. Geikie, On the geology of Faeroer Islands. Trans. Roy. Soc. of Edinburgh. 1882. XXX. part 1.

Eug. Geinitz, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg. 1881. XXXV.

A. Frank. Gooch, Über vulkanische Gesteine der Galopagos-Inseln. T. M. M. 1876. 133—137.

C. W. Gümbel, Plagioklasbasalt aus dem Ries. L. J. 1875. 391.

— Geologische Fragmente aus der Umgegend von Ems. S. M. A. 1882. II. 197—239.

— Lithologisch-mineralogische Mittheilungen. T. M. P. M. 1879. II. 186.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel. 1885.

Arn. Hague, Abstract of the report on the geology of the Eureka District, Nevada. Washington. 1883.

Arn. Hague and J. P. Iddings, Notes on the Volcanoes of Northern California, Oregon and Washington Territory. Amer. Journ. Sept. 1883. XXVI. 222.

— Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Ibid. 1884. XXVII. No. 162.

— Notes on the volcanic rocks of the republic of Salvador. Ibid. July 1886. XXXII. No. 187. 26—30.

V. Hansel, Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin-Pilsen. 1886.

Max Hartmann, Über Basalte der Aucklands-Inseln. L. J. 1878. 825—830.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

Franz Herbich, Das Szeklerland. Jahrb. k. ungar. geol. Anstalt. Bd. V. Budapest. 1878.

K. Hofmann, Bakonyer Basalte. Z. D. G. G. 1877. XXIX. 185—193.

— Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Jahrb. d. kön. ungar. geol. Anstalt. III. Budapest. 1879.

A. W. Howitt, Notes on the microscopic examination of igneous rock specimens from South-Western Gippsland. Geol. Survey of Victoria. III. Melbourne and London. 1876. 175—177.

— Examination of rocksamples collected at the Bogong and Dargo hig plains. Ibid. V. Melbourne. 1878. 111.

— Notes on the devonian rocks of North Gippsland. Ibid. 117—147.

— The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. Melbourne. 1886.

Eug. Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgegend von Schemnitz. S. W. A. 1880. LXXXII.

— Basalt und Tuff von Ban im Baranyer Comitat. T. M. P. M. 1883. V. 289.

P. Jannasch und J. H. Kloos, Mittheilungen über die krystallinischen Gesteine des Columbiaflusses in Nordamerika und die darin enthaltenen Feldspathe. T. M. P. M. 1880. III. 97—116.

J. W. Judd, On the gabbros, dolerites and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland. Q. J. G. S. 1886. XLII. No. 165. 49—97.

J. W. Judd and Grenville A. J. Cole, On the basaltglass (tachylyte) of the western Isles of Scotland. Q. J. G. S. 1883 XXXIX. 444—464.

K. Keilhack, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 376—449.

J. H. Kloos, Geognostische Beobachtungen am Columbiafluss. T. M. P. M. 1878. I. 389—409.

Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenberges bei Schlüchtern in Hessen. Würzburg. 1880.

A. Koch, Die Mineral- und Gesteinseinschlüsse der Basalte des Persanyer Gebirges. T. M. M. 1877. 324—327.

B. Kolenko, Mikroskopische Untersuchung einiger Eruptivgesteine von der Banks-Halbinsel, Neuseeland. L. J. 1885. I. 1—21.

Bundjiro Koto, On some japanese rocks. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 159. 431—457.

Fr. Krukenberg, Mikrographie der Glasbasalte von Hawaii. Tübingen. 1877.

A. Lacroix, Sur la Kirwanite et la Hullite. Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 428.

Alex. Lagorio, Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Dorpat. 1876.

H. O. Lang, Basalt von Hohenhagen bei Dransfeld unweit Göttingen. Württ. naturw. Jahreshefte. 1875. XXXI. 2. 359—365.

— Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhandl. herausg. v. d. naturw. Ver. z. Bremen. Göttingen. 1879. 138 sqq.

A. von Lasaulx, Petrographische Studien an den vulkanischen Gesteinen der Auvergne. L. J. 1869. 641 sqq.; 1870. 693 sqq.; 1871. 673 sqq.; 1872. 357 sqq.

— Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Z. D. G. G. 1873. XXV. 286.

— Der Aetna. Leipzig. 1880.

E. Laufer, Beiträge zur Basaltverwitterung. Z. D. G. G. 1878. XXX. 67—97. (Die mikroskop. Beobachtungen sind von H. Francke.)

J. M. Ledroit, Über die sogenannten Trachydolerite des Vogelsbergs. Inaug.-Diss. Giessen. 1886.

Joh. Lehmann, Untersuchungen über die Einwirkung eines feurig flüssigen basaltischen Magmas auf Gesteins- und Mineraleinschlüsse angestellt an den Laven und Basalten des Niederrheins. Bonn. 1874.

G. Linck, Die Basalte des Elsass. Strassburg. 1887.

Joh. Lorenzen, Kemisk undersögelse af det metalliske jern fra Grönland samt nogle af de dermet fölgende bjergarter. Meddelelser om Grönland. IV. 1882. Kjöbenhavn. — Mineral. Mag. VI. No. 27. 14—38.

J. Lorié, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptiefgesteenten. Rotterdam. 1879.

O. Luedecke, Über einen Anorthitbasalt vom Fuij-no-yama in Japan. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Halle a. S. 1880. 410—416.

A. Michel-Lévy, Sur quelques nouveaux types de roches provenant du Mont Dore. C. R. 1884. XCVIII. No. 22.

H. Möhl, Die Gesteine (Tachylyt, Basalt und Dolerit) der Sababurg in Hessen. Cassel. 1869.

— Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. d. naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Der Scheidsberg bei Remagen. XIII. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. 1873.

REFERENCE LIBRARY UNIVERSITY CALIFORNIA

H. Möhl, Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelsgebirges. XIV. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk. 1874.
— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta der K. Leopold.-Carol. Deutschen Akad. der Naturforscher. 1873. XXXVI. No. 4. Dresden.
— Durch Basalt veränderter Sandstein und Kalk vom Weissholz bei Lütgeneder. L. J. 1874. 799—804.
— Basalte von Otaheiti. L. J. 1875. 723—724.
Fr. Moesta, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Eschwege, Gerstungen und Waldkappel. Berlin. 1876.
O. Mügge, Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. L. J. 1883. II. 189.
— Untersuchungen der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.
G. Nauckhoff, Über das Vorkommen von gediegenem Eisen in einem Basaltgange bei Ovifak in Grönland. T. M. M. 1874. 109—136.
Edm. F. Neminar, Die Eruptivgesteine der Gegend von Banow. T. M. M. 1876. 152—154.
Jul. Niedzwiedzki, Gesteine von Aden in Arabien. S. W. A. April 1871. LXIII.
— Über Gesteine von der Insel Samothrake. T. M. M. 1875. 104—106.
K. Oebbeke, Beiträge zur Petrographie der Philippinen und Palau-Inseln. L. J. B.-B. I. 1881. 451.
A. Osann, Über einige basaltische Gesteine der Färöer. L. J. 1884. I. 45.
W. Pabst, Untersuchung von chinesischen und japanischen zur Porcellanfabrikation verwandten Gesteinsvorkommnissen. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 223—261.
Albr. Penck, Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. L. J. 1877. 243—250.
— Über Palagonit- und Basalttuffe. Z. D. G. G. 1880. XXXI. 504—577.
Petiton, Sur les roches éruptives de la Cochinchine française. Bull. soc. min. Fr. 1882. V. 131.
A. Pichler, Beiträge zur Geognosie Tyrols. L. J. 1882. II. 283.
G. Primics, Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des nördlichen Hargitta-Zuges. F. K. 1879. IX. 455—467.
Gerh. vom Rath, Ein Besuch Radicofanis und des Monte Amiata in Toscana. Z. D. G. G. 1865. XVII. 399—406.
— Palästina und Libanon. Bonn. 1881.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. 1887. V. 5.
— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. Ibid. 1886. IV. 223.
— Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882 (3). III. No. 4.
— Notice sur les roches de l'île Heard. Ibid. 1886 (3). XII. No. 8.
— Notice sur les roches de l'île de Juan Fernandez. Ibid. 1885 (3). X. No. 11.
— Notice sur les roches de l'île Marion. Ibid. 1886 (3). XII. No. 8.
— Notice sur la géologie du groupe d'îles de Tristan da Cunha. Ibid. 1885 (3). IX. No. 5.
H. H. Reusch, The microscopical texture of basalts from Jan Mayen. The Norwegian North-Atlantic Expedition. 1876—78. Christiania. 1882.
H. Rosenbusch, Über einige vulkanische Gesteine von Java. Ber. naturf. Ges. in Freiburg i. B. 1872.

H. Rosenbusch, Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. L. J. 1872. 141—164.

Justus Roth, Über die Gesteine von Kerguelen's Land. M. B. A. 18. Nov. 1875.

— Petrographische Beiträge. M. B. A. 13. Januar 1881.

— Zur Kenntniss der Ponza-Insel. M. B. A. 1882. XXIX. 623—633.

— Beiträge zur Petrographie von Korea. S. B. A. 1886. XXXVI. 1—7.

Fr. Sandberger, Über Dolerit und einige Mineralien basaltischer Gesteine. L. J. 1870. 205.

— Tachylyt vom Säsebühl. L. J. 1871. 621.

— Über Dolerit. S. M. A. 3. Mai 1873. 140—151.

— Über Basalt und Dolerit bei Schwarzenfels in Hessen. L. J. 1878. 22—25.

— Über Dolerit und Feldspathbasalt. T. M. P. M. 1878. I. 280—287.

A. Sauer, Erläuterungen zu Section Elterlein der geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1879.

R. Scharizer, Über Mineralien und Gesteine von Jan Mayen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1884. XXXIV. 707—728.

P. Schirlitz, Isländische Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 414.

E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen. 1878.

M. Schuster, Über Auswürflinge im Basalttuff von Reps in Siebenbürgen. T. M. P. M. 1878. I. 318—330.

R. Schwerdt, Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Shantung und Liautung. Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

L. Smith, Remarques sur le fer natif d'Ovifak et la roche basaltique qui le contient. Ann. Chim. et Phys. 1879 (5). XVI.

H. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. XX. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1881.

— Über hornblendeführende Basaltgesteine. L. J. B.-B. II. 1882. 139.

— Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1883. 263—284.

K. J. V. Steenstrup, Über das Eisen von Grönland. Z. D. G. G. 1876. XXVIII. 225—233.

— Om förekomsten af nikkeljern med Widmanstättenske figurer i basalter i Nord-Grönland. Meddelelser fra Grönland. IV. Kjöbenhavn. 1882. — Mineral. Mag. VI. No. 27. 1—14.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der argentinischen Republik. Cassel u. Berlin. 1885.

Eug. Svedmark, Mikroskopisk undersökning af de vid Djupadal i Skåne förekommande Basaltbergarterna. Sveriges geolog. Undersökn. Ser. C. No. 60. Stockholm. 1883.

— Basalt (Dolerit) van Patoot och Harön vid Wajgattet, Nordgrönland. G. F. i St. Förhdl. 1884. VII. No. 88. 212—220.

J. J. H. Teall, On some North-of-England dykes. Q. J. G. S. 1884. XL. No. 158. 209—248.

A. E. Törnebohm, Über die eisenführenden Gesteine von Ovifak und Assuk in Grönland. Bihang till K. Svenska Vet. Akad. Handlingar. V. No. 10. Stockholm. 1878.

P. Trippke, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Z. D. G. G. 1878. XXX. 145—211.

G. Tschermak, Felsarten aus dem Caucasus. T. M. M. 1872. 107.
G. Untschj, Beiträge zur Kenntniss der Basalte Steyermarks. Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steyermark. 1872. 47—60.
Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'ile d'Aden etc. Paris. 1878.
— Les roches volcaniques de l'Ile de Pâques. Bull. soc. géol. Fr. 1879 (3). VII. 415—425.
— Sur les roches basaltiques d'Essey-la-Côte. Ibid. 1885 (3). XIII. 565.
R. D. M. Verbeek, Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra. Jaarb. van het Mijnwesen in Nederl. O. Indie. 1881.
— Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. Batavia. 1883.
Herm. Vogelsang, Die Krystalliten; nach des Verfassers Tode herausgegeben von F. Zirkel. Bonn. 1875. 106—131.
Tsunashiro Wada, Notes on Fujiyama. Transact. of the seismolog. Soc. of Japan. 1882. IV. 31—38.
M. E. Wadsworth, Picotite found in the groundmass and felspar of basalt. Harvard University Bull. 1882. No. 22. 359.
P. N. Wenjukow, Über einige Basalte des nördlichen Asiens. Arbeiten d. St. Petersburger Ges. d. Naturf. 1884. L. J. 1885. I. 431.
L. van Werveke, Beitrag zur Kenntniss der Gesteine der Insel Palma. L. J. 1879. 815—831.
— Über den Nephelinsyenit der Serra de Monchique und die denselben durchsetzenden Gesteine. L. J. 1880. II. 141.
Arth. Wichmann, Basalt von der Insel Ponopé (Ascension), Carolinen-Gruppe. L. J. 1875. 658.
— Einige Mittheilungen über die Insel Futuna. Journ. Mus. Godeffroy. 1878. XIV. 217—221.
— Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. T. M. P. M. 1882. V. 1—60.
A. Winther und W. Will, Über den Basalt des Schiffenberges. XV. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Giessen. 1876.
H. Wolf, Beitrag zur Petrographie des Herrerolandes. T. M. P. M. 1887. VIII. 193—222.
Ferd. Zirkel, Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Z. D. G. G. 1871. XXIII. 53 sqq. u. 92 sqq.
— Glaserfüllte Sandsteine aus dem Contact mit Basalt. L. J. 1872. 7—12.
— Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn. 1870.

Die Ausdehnung des Begriffes Basalt hat seit Einführung des Mikroskopes in die Petrographie bedeutende Veränderung erfahren. Es gehört zu den dauerndsten Verdiensten Zirkel's, dass er in einer für diese Gesteinsgruppe grundlegenden Arbeit darthat, dass in derselben feldspathführende und feldspathfreie, dafür aber nephelin- oder leucithaltige Gesteine vereinigt seien. Dementsprechend theilte er dieselben in Feldspathbasalte, Nephelinbasalte und Leucitbasalte. Die Untersuchungen, welche gleichzeitig von Bořicky im böhmischen Mittelgebirge, von mir am Kaiserstuhl ausgeführt

wurden, ergaben die Selbständigkeit eines weiteren Typus der basaltischen Gesteine, welcher durch den absoluten Mangel eines feldspathartigen Mineralcomponenten charakterisirt wird, und den ich nach einem Fundort am Kaiserstuhl Limburgit nannte, während Bořicky, im Hinblick auf die oft bedeutende Menge einer glasigen Basis in diesem Typus den Namen Magmabasalt gewählt hatte. Repräsentanten desselben oder doch demselben sehr nahe verwandte Gesteine hatte übrigens bereits Zirkel bei seinen Basaltstudien kennen gelernt. Die zusammenfassende Darstellung der basaltischen Gesteine in der ersten Auflage dieses Buches nöthigte zur Abscheidung eines weiteren, recht verbreiteten Gesteinstypus, der durch die Combination von Plagioklas und Nephelin oder Leucit gekennzeichnet, sich zum eigentlichen Basalt analog verhält, wie der Phonolith zum Trachyt. Derselbe wurde mit der Bezeichnung Tephrit und Basanit als selbständige Gesteinsfamilie aufgestellt. Stelzner wies nach, dass in gewissen basaltischen Gesteinen, die gleichfalls feldspathfrei sind, statt des Nephelins oder Leucits der Melilith die Stelle des Feldspaths einnimmt und schuf damit die Familie der Melilithbasalte. Endlich hat Doelter eine letzte Gruppe, welche durch das Fehlen jedes feldspathähnlichen Gemengtheils und des Olivins sich abhebt, als Augitit benannt. Somit wäre die frühere Art Basalt zu einer Ordnung mit den Familien Feldspathbasalt oder Basalt schlechthin, Nephelinbasalt, Leucitbasalt, Melilithbasalt, Tephrit, Limburgit und Augitit geworden, deren jede bei fortschreitender Erweiterung unserer Kenntnisse in mehr oder weniger Arten gegliedert wird.

Dementsprechend war der Feldspathbasalt oder Basalt schlechthin in der ersten Auflage dieses Buches dahin definirt, dass er ohne Rücksicht auf das gröbere oder feinere Korn, wie ein solches früher in den Bezeichnungen Dolerit, Anamesit und Basalt ihren Ausdruck fand, die tertiären und recenten Aequivalente der alten Olivindiabase und Melaphyre, d. h. also körnige oder porphyrische jüngere Eruptivgesteine umfassen sollte, welche sich mineralogisch als olivinführende Glieder der Plagioklas-Augitreihe charakterisirten. Von der gebräuchlichen Auffassung abweichend, war demnach der Olivin nicht als ein accessorischer, sondern als ein wesentlicher Gemengtheil der Basalte aufgefasst. Die bis dahin bekannten olivinfreien Glieder der Basaltgruppe gehörten theils zu den Tephriten, theils zu den zweifellosen Augitandesiten. Die fortschreitende Erfahrung hat gelehrt, dass es in ziemlicher Verbreitung olivinfreie

basaltische Gesteine giebt, die sowohl nach ihrem chemischen Bestande, wie nach ihrer Structur zum Basalt gehören, und dass somit auch Aequivalente der eigentlichen Diabase und gewisser Augitporphyrite unter den Basalten auftreten. Es wird daher die Definition des Basalts nunmehr dahin zu ändern sein, dass wir darunter neovulkanische Ergussgesteine (selbstverständlich einschliesslich ihrer gang- und stockförmigen Vorkommnisse) verstehen, welche, äquivalent den palaeozoischen Diabasen und den palaeovulkanischen Augitporphyriten (mit Ausschluss des Weiselbergittypus) und Melaphyren, mineralogisch durch die olivinhaltige oder olivinfreie Combination Plagioklas-Augit gekennzeichnet sind. Die Aequivalenz mit den Diabasen schliesst die saureren Plagioklas-Augit-Gesteine der neovulkanischen Reihe aus, welche hier zu den Andesiten gestellt wurden. Immerhin behält die Abgrenzung der Basalte gegen die Augitandesite eine unleugbare Unsicherheit. Je weiter sich unsere Kenntnisse dieser Familie extensiv und intensiv entwickeln, um so mehr wird man von der Continuität der Gesteinsreihen sich überzeugen müssen. — Die bei den Augitandesiten sehr verbreitete, bei den Basalten verhältnissmässig seltene hyalopilitische Ausbildung der Grundmasse bedingt es, dass die erstgenannten Gesteine bei etwas ins Fettige neigendem Glanze mehr flachmuschligen Bruch mit recht glatter Bruchfläche die letzteren mehr ebenen Bruch und weniger glatte Bruchfläche, haben. Ebenso wird durch die reichlichere Glasbasis, die saureren Feldspathe der Grundmasse, und deren geringeren Gehalt an Pyroxenen das specifische Gewicht der Augit-Andesite niedriger, als dasjenige der Basalte. Der Kieselsäuregehalt der letzteren schwankt um 50 %, sinkt oft unter diese Zahl bis auf 45 % und erhebt sich nur bei einigen Typen bis auf 56 %. derjenige der Augitandesite geht nur selten unter letzteren Werth hinab.

Mineralogische Zusammensetzung der Basalte.

Die bestimmenden Gemengtheile der basaltischen Gesteine sind ein Kalknatronfeldspath und Augit, zu denen sich in den verbreitetsten Typen Olivin gesellt. Von seltenen Ausnahmebildungen abgesehen, sind Magnetit (oft titanhaltig) und Ilmenit allgemein und meistens sehr reichlich vorhanden; auch der Apatit fehlt wohl nie. Dagegen ist Zirkon ungleich seltener als in den andesitischen Gesteinen. Dass der Kalknatronfeldspath z. Th. durch Sanidin ersetzt werde, ist eine verbreitete, aber bisher nicht sicher erwiesene Angabe. Durch

den Eintritt von Nephelin werden die Übergänge in tephritische Gesteine vermittelt. Der Augit wird in gewissen Typen von rhombischen Pyroxenen, von Hornblende und Biotit begleitet. — Quarz ist letzthin in gewissen, zu den Basalten gerechneten Gesteinen mehrfach erkannt worden. — An accessorischen Mineralien kommen, vom Pyrit abgesehen, nur Spinellide und Perowskite in einiger Verbreitung, Haüyn vereinzelt vor.

Die Kalknatronfeldspathe, im frischen Zustande durchweg vom Mikrotinhabitus, sind bald in zwei Generationen, bald nur in einer Generation ausgebildet. Wo eine ältere, intratellurische Generation neben einer jüngeren Generation der Effusionsperiode sicher erkennbar ist, und das Mischungsverhältniss der ersteren bestimmt werden konnte, erwiesen sich die Einsprenglinge als recht basisch, zum schwach natronhaltigen Anorthit, zum Bytownit oder zum Labradorit, letzteres wohl seltener, gehörig. Wo nur eine Generation von Feldspath vorliegt, wurde diese mehrfach chemisch und optisch als dem Labrador angehörig erkannt. Aus den Bauschanalysen lässt sich wohl erschliessen, dass in gewissen Gesteinen dieser Art auch Andesit, vielleicht auch Oligoklas auftreten kann. Eine jüngere Generation von Feldspathen liess nach den herrschenden Auslöschungsschiefen gegen die Längsrichtung (Axe ă) die Labradoritnatur derselben am häufigsten als die wahrscheinliche bestimmen; doch scheinen nicht allzuselten auch saurere Mischungen vorzukommen.

Die Feldspatheinsprenglinge basischen Charakters sind zumeist tafelförmig nach M, oder angenähert isometrisch nach den drei Axen, seltener prismatisch nach der brachydiagonalen ausgebildet. Die Umrisse gestatten nur eine unsichere Bestimmung der Krystallform, doch konnten neben P und M die Flächen T und l, x und y als häufig vorkommend erkannt werden. Alle anderen Flächen treten jedenfalls nur sehr untergeordnet combinatorisch auf. — Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist allverbreitet, die einzelnen Lamellen gern recht breit und dann nicht gerade zahlreich. Gleichzeitige Entwicklung des Periklingesetzes ist nicht selten, die Verzwillingung von Albitviellingen nach dem Karlsbader Gesetz überaus häufig. Der gegenseitige Verlauf der verschiedenen Zwillingslamellendurchschnitte und die Häufigkeit knäuelartiger Durchdringung weist auf das Vorkommen weiterer Gesetze in wechselnder Ausbildung hin, unter denen das Bavenoer Gesetz öfters erwähnt wird. — Eine zonare Structur ist bei den Einsprenglingen nicht

selten, aber im Ganzen nicht so ausgeprägt, wie bei den Andesiten. Dieselbe wird oft durch Interpositionen (Glas) in concentrischer Anordnung accentuirt. Bei wesentlich peripherischer Anordnung der letzteren folgen dieselben bisweilen nicht den Krystallumrissen, sondern den Corrosionsflächen, wie dieses auch bei den Augit-Andesiten (S. 656) erwähnt wurde. — Das Fehlen der Zwillingslamellirung ist gerade bei den recht basischen Kalknatronfeldspathen der Basalte nicht selten und hat vielleicht zu manchen Angaben über das Vorkommen von Sanidin geführt. Die Behandlung des Präparates mit Salzsäure klärt meistens auf. — Zu den in hinreichend dünnen Schliffen nie fehlenden Spaltrissen nach P und M gesellen sich oft diejenigen nach dem Prisma und ermöglichen dann die Bestimmung des Charakters der Auslöschungsschiefe. — Der Einschlussreichthum dieser Feldspathe ist ein sehr wechselnder, aber im Ganzen nicht so gross, wie bei den Andesiten, wenn schon auch hier gelegentlich eine vollkommene Durchäderung mit Glas vorkommt. Regellos begrenzte, oder polygonale, die Form des Wirths nachahmende, sehr häufig schlackig entglaste Glaseinschlüsse sind am verbreitetsten, solche von Flüssigkeiten (darunter, nach Zirkel, am Berge Smolnik zwischen Kremnitz und Heiligkreuz in Ungarn auch liquide Kohlensäure) selten, Gase häufig. Die älteren Gemengtheile (Olivin, Eisenerze, Spinellide und Perowskit, sehr selten Augit) kommen immer nur einzeln eingeschlossen vor. — Zerbrechungen durch die Gesteinsbewegung und chemische Corrosionen sind gewöhnliche Erscheinungen. Ob die gelegentlich wahrzunehmende undulöse Auslöschung auf sehr versteckte Zwillingsbildung, auf isomorphe Schichtung, oder auf Gebirgsdruck zurückzuführen sei, ist kaum mit einiger Sicherheit zu sagen.

Die jüngere, zweifellos der Effusionsperiode angehörige, Feldspathgeneration zeichnet sich durch ihre Leistenform aus. Die Längsrichtung der gewöhnlich nicht zahlreichen schmalen Zwillingslamellen geht der Leistenrichtung parallel. Die sehr geringen Dimensionen machen die Entwicklung von Spaltungsrissen meistens unmöglich. Zonare Structur, mechanische und chemische Deformationen, sowie Interpositionen fehlen meistens absolut. Eine fluidale Anordnung dieser Leistchen ist sehr verbreitet und fehlt nur bei gewissen diabasischen Structurformen der Grundmasse regelmässig. In andern Fällen drängen sich diese Feldspathleistchen oft zu rundlichen Nestern zusammen. — Nur in wenigen Gesteinen tritt eine kurzrectanguläre bis quadratische Form der Grundmasse-Feldspathe in den Vorder-

grund; auch dann ist Zwillingsstreifung die Regel, ihr Fehlen die Ausnahme. Wenn Sanidin als Gemengtheil der Basalte verbreitet ist, so hätte man ihn mit grösster Wahrscheinlichkeit unter den Grundmasse-Feldspathen zu suchen. — Vélain macht über basaltische Laven von Aden die auffallende Angabe, dass neben Einsprenglingen von Labrador der mikrolithische Grundmasse-Feldspath Anorthit sei. Dieselben Basalte enthalten überdiess etwas Hornblende und Tridymit. Sollte sich dieses von dem normalen abweichende Verhältniss bestätigen, so könnte man versucht sein, an Beimischung andesitischen Materials zu denken. — Nach demselben Autor lassen die basaltischen Eruptivmassen der Insel St. Paul im Indischen Ocean, und ähnlich diejenigen der Insel Amsterdam einen merkwürdigen Wechsel in der Natur ihrer Feldspathe erkennen. Nach dem Ausbruch der liparitischen Gesteine, welche die Basis der erstgenannten Insel bilden, fanden Eruptionen eines in Gängen auftretenden olivinfreien Labrador-Basaltes statt. Dann erst trat Kraterbildung ein, und es ergossen sich Ströme von olivinfreien Anorthitbasalten, deren Anorthit analytisch sicher gestellt ist. Hierauf folgen Ergüsse eines olivinarmen Anorthit-Labradorbasaltes, dann solche von olivinreichen Labradorbasalten. Die jüngsten Laven enthalten wieder Labrador und Anorthit. — Gegabelte und trichitische Wachsthumsformen der Grundmasse-Feldspathe sind recht verbreitet, zumal in glasreichen Gesteinen. In sehr langen und schmalen, fast apatitähnlichen Individuen ist der Feldspath in einem caucasischen Basalt von Takjaltú bei Kolp ausgebildet.

In solchen basaltischen Gesteinen, die eine Unterscheidung zweier Feldspathgenerationen nicht gestatten, oder wo thatsächlich nur eine Feldspathgeneration vorhanden ist, haben die Feldspathe je nach der Gesteinsstructur die bei Diabasen beschriebene Form breiterer Leisten, oder sie bilden mehr isometrische hypidiomorphe Individuen. In beiden Fällen ist auch eine, auf nach aussen abnehmende Basicität hinweisende, Zonarstructur oft ebenso zu beobachten, wie bei den Einsprenglingen, doch fehlen gewöhnlich die reichlicheren Einschlüsse jener, sowie die Corrosionsphänomene. Dagegen kommen hier öfters undulöse Auslöschungen vor, welche auf mechanische Druckphänomene hinweisen, ja es wurden hie und da Verbiegungen der Zwillingslamellen und Spuren von Knickungen und damit verbundener, wohl erst mechanisch entstandener neuer Zwillingslamellen beobachtet. Nirgends aber steigerten sich die Phänomene etwa bis zu randlicher Kataklase. Diese mechanischen Deformationen, gerade

in solchen Gesteinen, dürften vielleicht mit ihrer vorwiegend intrusiven Natur und dem Auftreten in störungsreichen Gebieten zusammenhängen (Irland, Färoer*).

Zersetzungserscheinungen sind im Ganzen selten am Kalknatronfeldspath der Basalte zu beobachten. Umbildungen in Kaolin oder farblosen Glimmer und Calcit dürften die Regel bilden. Propylitähnliche Umwandlungen unter Ausscheidung von Epidot und Quarz und Durchtränkung mit Chlorit zeigen die Feldspathe diabasähnlicher Basalte Islands, wie schon Schirlitz beobachtete. — Die Entwicklung von Chalcedonnestern mit Glaskopfstructur im Plagioklas erwähnt Kolenko von der Banks-Halbinsel, Neu-Seeland.

Die Constatirung des Sanidins als selbständigen Gemengtheils basaltischer Gesteine darf wohl zunächst nicht als eine zweifellose angesehen werden. Er wird indessen von Zirkel, auch in den Basalten des 40. Parallels, von Bořicky in böhmischen, von J. Roth in solchen von Aden, u. A. angegeben. Bořicky betont die rissige Querabsonderung dieses Minerals nach einer etwa wie k liegenden Fläche. Knapp nennt Orthoklas in Bavenoer Zwillingen als Gemengtheil der Basalte des Frauenbergs, des nordöstlichen Ausläufers der Breitfirst.

Sicherer als der Sanidin ist Nephelin in manchen Basalten nachgewiesen worden, doch fehlt auch hier oft die chemische Reaction, welche streng beweisen würde. So sei auf die Angaben von Eichstädt über dieses Mineral in vitrophyrischen Basalten Schonens, von Hartmann in Auckland-Basalten, von Hofmann in solchen von Bakony, von Trippke in schlesischen hingewiesen. — Sehr problematisch klingen die Mittheilungen von Lagorio über ein Ganggestein aus dem Kalke von Ersby auf der Insel Pargas, welches in einer trichitisch entglasten bräunlichen Basis vorwiegend Plagioklas und in nicht einzeln bestimmbaren Mikrolithen wahrscheinlich Augit und Olivin, ferner Magnetit, sowie Leucit und Nephelin führen soll.

Der herrschende pyroxenische Gemengtheil der basaltischen Gesteine ist ein monokliner Augit, welcher eine grosse Ähnlichkeit mit dem Augit der Diabase besitzt. Auch dieses Mineral ist bald in einer älteren und einer jüngeren Generation, bald nur in einer einzigen Epoche der Gesteinsbildung entwickelt. — Dasselbe tritt ungleich häufiger als der Feldspath in intratellurischen Einspreng-

* Linck's Beobachtungen an dem Basalt von Reichshofen im Elsass gestatten vielleicht eine analoge Deutung.

lingen auf, welche dann, von mechanischen und chemischen Deformationen abgesehen, oktogonale Säulen mit den Flächen (110) (010) (100) (11$\bar{1}$), seltener (10$\bar{2}$) darstellen. Obwohl die Pinakoide sich gern auf Kosten der Prismenflächen ausdehnen, geht dieses doch nie soweit, wie bei den rhombischen Pyroxenen. Zwillingsbildung nach (100) ist recht verbreitet; dabei schieben sich gern zwischen die beiden grossen Hälften eine Anzahl schmaler Lamellen in Zwillingsstellung ein. Auch knäuelartige Verwachsungen, die wohl häufig als Zwillingsbildungen nach (101) und (122) zu deuten sind, gehören zu den gewöhnlichen Erscheinungen. — Die Augiteinsprenglinge besitzen nicht selten einen vorzüglichen Schalenbau, welcher in den meisten Fällen parallel der angegebenen Krystallform geht, in andern Fällen jedoch die sogenannte Sanduhrform erkennen lässt, und also auf ursprüngliche gegabelte Wachsthumsform des Individuums hinweist. Im Detail gewinnt dieser Schalenbau eine gewisse Mannichfaltigkeit dadurch, dass bald nur Kern und Schale, bald eine grössere Anzahl von concentrischen Schalen oder Anwachsstreifen von idiomorpher Form zu unterscheiden sind, dass bald der innere Kern, offenbar in Folge von Corrosionen vor Ansatz der jüngeren Schale, keine krystallographischen Umrisse zeigt, bald die äussere Schale derselben ebenso wie der Kern entbehrt. Dann ist die äussere Schale stets sehr wenig mächtig und einschlussreich, und lässt somit auf raschen und kurzen Verlauf des peripherischen Wachsthums schliessen, welches eine Ausheilung der gestörten Krystallformen verhinderte. Hiermit verwandt ist auch die nicht gerade häufige Umrandung grösserer Augiteinsprenglinge durch parallel gestellte mikrolithische Individuen der Effusionsperiode, welche auch Renard (Kerguelen) beobachtete. — Die schalenartig wechselnden Farben sind hellgrau bis fast farblos, grünlichgrau und rothbraun bis braun oder rosa; dabei haben die älteren Theile des Krystalls, wenn nicht immer, so doch in den weitaus meisten Fällen grünliche Farbentöne, die jüngeren peripherischen Theile sind bräunlich, einerlei ob concentrische Zonarstructur oder Sanduhrformen vorliegen. Hiermit steht es im Einklang, dass in Gesteinen, wo grünliche und bräunliche Augite zusammen, aber gesondert, als Einsprenglinge vorkommen, die grünen gern corrodirt sind, während der Idiomorphismus der braunen tadellos ist. Nach einer Untersuchung der grünen Augite der basaltischen Gesteine von Jan Mayen durch Scharizer sind dieselben chromhaltig und werden deswegen von ihm Chromdiopsid

genannt. Eingehende chemische Untersuchungen über diese beiden Augitarten fehlen leider noch; dass sie chemisch nicht identisch seien, beweisen die oft bedeutenden Verschiedenheiten in der Lage der Auslöschungsrichtungen in den verschiedenfarbigen Theilen. — Nur einmal wurde es beobachtet (Langerscheid), dass zu einem corrodirten Augiteinsprengling die während der Effusionsperiode neu angeschossene Substanz in parallelen Säulchen senkrecht zur Grenze gestellt und von dem Kern durch einen Saum von Magnetit nahezu getrennt war. — Geradeso wie bei den Diabasaugiten gesellt sich zu der normalen Spaltbarkeit nach (110), die stets deutlich hervortritt, eine weitere nach (100), und verleiht dem Pyroxen einen dialagähnlichen Charakter. Sehr ausgebildet ist diese pinakoidale Spaltung nach Osann in den Augiten olivinfreier Basalte von Thorshavn und Kolter, Fär-Oer, welche in ihrer chemischen Zusammensetzung dem gleichgebauten Pyroxen der Salitdiabase des Connecticutthales auffallend nahe stehen. Ebenso betont Schirlitz die Spaltbarkeit der Augite gabbro- und diabasähnlicher, olivinarmer oder olivinfreier Basalte von der Laká, Vididalsá u. a. O. in Irland nach (100), zu welcher sich hier noch eine weitere nach (010) gesellt. — Die auch bei den Diabasaugiten vorkommende malakolithische Spaltung nach (001) beobachtete Osann deutlich an den genannten Fär-Oer-Gesteinen, doch war hier der mit solcher Spaltung gern verbundene polysynthetische Zwillingsbau nicht sicher erkennbar. — Die optische Orientirung der Augiteinsprenglinge ist die normale, ihr Pleochroismus ein sehr geringer. Die senkrecht zur Axenebene schwingenden Strahlen pflegen gelblich bis bräunlich, die in denselben schwingenden grünlich oder graugrün bis violett zu sein. Mit stärkerem Pleochroismus ist oft eine auffallend starke Axendispersion $v > \varrho$ verbunden (Hirschberg bei Bertsdorf unfern Bautzen). — Die Interpositionen der Einsprenglingsaugite sind nie so zahlreich, wie diejenigen der Feldspathe. Glaseinschlüsse sind am weitesten verbreitet in ursprünglicher oder schlackig veränderter Ausbildung. Van Werveke fand dieselben bei Palma-Basalten durch Magnetit, spiessige Nadeln unbestimmbarer Natur und ein als Hornblende gedeutetes Mineral entglast. Das Gestein selbst enthält keine Hornblende. Dieses Entglasungsproduct ist vielleicht identisch mit den von Mügge beobachteten Interpositionen in Augiten der Basalte von San Miguel und Fayal, welche prismatische Formen mit stumpf domatischer Endigung, eine Längsspaltbarkeit, zu welcher die Auslöschung genau oder annähernd

parallel liegt, starke Doppelbrechung, gelblichbraune Farbe und stärkere Absorption für parallel als senkrecht zur Längsaxe schwingende Strahlen zeigen. Sonst ist oft Magnetit und Ilmenit, sowie Spinellide oder Perowskit, seltener Olivin, recht selten von Salzsäure zersetzbarer Feldspath, noch seltener wohl sind Flüssigkeiten eingeschlossen.

Die jüngere Generation von Augiten, welche sicher der Effusionsperiode angehört, bildet bald idiomorphe mikrolithische Individuen — in glasreichen Basalten auch gern gegabelte Wachsthumsformen — oder aber rundlich-eckige Körner. Zwillingsbildungen und Einschlüsse pflegen zu fehlen. Die Farben sind meistens hellrosa oder grünlich, selten braun von einiger Tiefe des Tons. Dieselben überwiegen meistens bedeutend an Menge die Feldspathe jüngerer Generation und setzen oft die Grundmasse fast ausschliesslich mit Magnetit zusammen. Nur bei gewissen andesitischen Basalten kehrt sich dieses Verhältniss um. In vielen Gesteinen drängen sich die jüngeren Augite zu rundlichen Häufchen, sogenannten Augitaugen, zusammen. Dadurch, dass in diesen Häufchen die einzelnen Individuen sich mehr und mehr radial ordnen, entstehen Annäherungen an die Chondren der Meteorite (Salesl, Ovifak u. a. O.). — Eine auf gewisse Erstreckung hin parallele Anordnung der Augitmikrolithe, die erst zwischen gekreuzten Nicols hervortritt, kommt gleichfalls vor.

Wo nur eine Generation zur Entwicklung gelangte, bildet der Augit bald hypidiomorphe Individuen, wie der Diallag mancher Gabbros, oder er ist in breiten, von Feldspathleisten unterbrochenen, Körnern ausgebildet, die man erst durch Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols als einheitliche Individuen erkennt. Die Structur dieser Augite, ihre Spaltbarkeit, ihre Farben, ihre Einschlüsse sind dieselben, wie bei den Einsprenglingen. Jedoch pflegt der Farbenwechsel in einem Individuum mehr in unregelmässigen Flecken, als in concentrischen Zonen ausgebildet zu sein. Die braunen Farben scheinen zu herrschen, und kommen an manchen Localitäten allein vor (Dolerite der Trappformation von Irland haben nach Schirlitz nur braunen Augit).

Dass der Augit einem basaltischen Gestein ganz fehlen könne, beweisen einige vitrophyrische Basalte, die später zu besprechen sind, und wurde wohl zuerst von v. Drasche an glasreichen Laven von La Réunion beobachtet.

Umwandlungsphänomene gelangen nur selten zur Beobachtung.

Dieselben stimmen mit denjenigen der Diabasaugite überein. Chlorit, Epidot, Calcit, Limonit und Quarz sind die Neubildungen (Schirlitz). — Umwandlung des Augits in gelblichen Opal, wie das Kolenko auf der Banks-Halbinsel in Neu-Seeland fand, und wie das auch in Auvergner Basalten vorkommt, deutet wohl auf Solfataren-Einwirkung hin.

Neben dem normalen Augit enthalten manche olivinfreie Basalte, welche gangförmig im nördlichen England die Schichtenreihe bis in den Oolith hinauf durchbrechen, den gelegentlich der Diabase beschriebenen farblosen Pyroxen, welchen man mit dem Salit identificirt.

Rhombische Pyroxene, welche theils zum Hypersthen, theils zum Bronzit zu gehören scheinen, kommen in idiomorphen Krystallen in einer Abtheilung der Basalte vor, welche hauptsächlich in dem Great Basin und dem californischen Küstengebirge verbreitet sind, und nach Structur und chemischer Zusammensetzung zu den Hypersthen-Andesiten vermittelnd hinüberspielen. — In wechselnder Menge und meistens hypidiomorpher Ausbildung begegnet man ihnen neben Augit in europäischen Basalten Hessens (Sababurg), des Mainthals und der Rhön. — In gewissen grönländischen Basalten, welche überdiess durch ihren Gehalt an gediegenem Eisen interessant sind, ersetzt der Bronzit den Augit fast vollständig und erscheint alsdann in spärlichen Einsprenglingen und als wesentlichster Grundmasse-Gemengteil. Er wurde in diesen Gesteinen zuerst von Törnebohm beobachtet, dann von Steenstrup* nachgewiesen. v. Lasaulx erwähnt bereits 1873 Bronzit aus Basalt von Castelvecchio im Vicentinischen.

Dass basaltische Hornblende gelegentlich als Einsprengling auftritt und dann fast immer stark abgeschmolzene Formen besitzt, ist aus dem Westerwalde und Siebengebirge längst bekannt. Sie wurde von Möhl im Basalte von Scheidsberg bei Remagen, und dem Eisenbahneinschnitte zwischen Heynewalde und der Zittau-Grossschönauer Chaussée in Sachsen, von Scharizer (mit abnormer Absorption) im Basalt von Jan Mayen, von K. Hofmann in Bakonyer Basalten, von Vélain in solchen von Aden und dem Krater Commerson auf La Réunion, von Budai bei Rakotytyàs am Fusse des Mitacs in der Hargitta, von van Werveke in Palma, von Pabst am Pass zwischen Imari und Arita in Japan nachgewiesen. Sie

* Persönliche Mittheilung an den Verf.

trägt allenthalben den Charakter eines fremdartigen Gemengtheils und mit Recht sagt Chelius gelegentlich des hornblendeführenden Basalts vom Dolmesberg in Mainzer Eichen (Hessen-Darmstadt): „Hornblende kommt nur an der Stelle im Basalt vor, wo abnorme Verhältnisse vorliegen.“ Im Allgemeinen ist ihr regelmässiges Auftreten mit dem Eintritt von etwas Nephelin begleitet und die an späterer Stelle zu besprechenden sog. Hornblende-Basalte nähern sich chemisch und mineralogisch den Tephriten. Als wesentlicher Grundmasse-Gemengtheil ist sie nach Chelius in einem basaltischen Gestein von Sprendlingen (Hessen-Darmstadt) vorhanden. In kleinen Mengen tritt sie accessorisch in Lappen und Fetzen im nordenglischen olivinfreien Gangbasalt auf.

Biotit ist in unregelmässig gelappten Blättchen, welche sich gern an den Ilmenit und Magnetit anheften oder zwischen die Pyroxene der Grundmasse einklemmen, gar nicht selten, wenn auch die Menge desselben immer nur eine verschwindende ist. Er ist stark pleochroitisch zwischen hellröthlichbraun und gelb oder graulichgrün bis olivengrün. Auch in der Literatur wird er öfters erwähnt, so von Gümbel (Wenneberg-Gang im Riess), Niedzwiedzki (W. von Brechos und W. von Palaeopolis in Samothrake), Lang (Hohenhagen bei Dransfeld), Berwerth (Jan Mayen), Doelter (Cap-Verde-Inseln), Bücking (Rhön), Eichstädt (Schonen). Doch scheint das in braunen Fetzen auftretende Mineral nicht immer Glimmer zu sein, worauf auch Eichstädt hinweist. — Bucca beobachtete in Drusen und im eigentlichen Gesteinsgewebe eines Basalts an der Strasse von Sessa unter Sipiciano bei Roccamonfina hexagonale Glimmerblättchen, die von breitem (110) und sehr schmalem (010) begrenzt werden. Ihr Axenwinkel ist klein, die Dispersion stark, die Bissectrix merklich schief auf (001), die Axenebene senkrecht zu (010). Demnach dürfte dieser Glimmer zum Anomit gehören.

Der Olivin ist in den weitaus meisten basaltischen Gesteinen als wesentlicher Gemengtheil vorhanden. Parallelisirt man daher die neovulkanischen Basalte mit den palaeozoischen Diabasen, so muss man als unterscheidend hervorheben, dass in diesen die olivinfreien, in jenen die olivinhaltigen Typen herrschen. Die Menge desselben wechselt sehr. Ausnahmsweise bildet Olivin den herrschenden Gemengtheil; so beschreibt Vélain von La Réunion Basalte von solchem Olivinreichthum, dass sie im serpentinisirten Zustande vollkommen den Serpentinen ähneln. Durchschnittlich bleibt der Olivin an Menge hinter dem Augit und Feldspath zurück. Am geringsten

pflegt seine Menge bei den hypidiomorph-körnigen und doleritischen Typen der Familie zu sein. Da Olivin eine isomorphe Mischung von Fayalit und Forsterit darstellt, so ist es leicht verständlich, dass je nach dem Mischungsverhältniss dieser beiden, die chemische Zusammensetzung eine sehr verschiedene ist. Man wird sagen dürfen, dass sehr eisenreiche Glieder häufiger sind, als sehr eisenarme. — Auch der Olivin tritt entweder in zwei Generationen oder nur in einer Generation auf; in letzterem Falle fehlt die jüngere Generation.

Die Olivineinsprenglinge sind bald idiomorph in den Bd. I. S. 407 angegebenen Formen oder ihre Gestalt ist durch magmatische Resorption mehr oder weniger, oft bis zu vollkommener Körnerform verunstaltet oder durch tiefere und flachere Einbuchtungen gestört. Als Regel darf man es aussprechen, dass der Idiomorphismus des Olivins im umgekehrten Verhältniss zur krystallinen Entwicklung des Gesteins steht. Neben den grösseren Individuen älterer Bildung kommen auch gelegentlich Wachsthumsformen des gleichen Alters vor, welche ebenso wie jene durch ihr Auftreten als Einschlüsse in den Augit- und Feldspatheinsprenglingen ihr hohes Alter beweisen. Zwillingsbildungen gelangten nur selten zur Beobachtung; sie schienen dem Gesetz zu folgen, dass (011) Zwillingsebene ist. Boss glaubt in syrischen Basalten vom Hauran Zwillingsbildung nach (110) nachweisen zu können. — Die Spaltbarkeit des Olivins zeigt sehr wechselnde Vollkommenheit, und pflegt um so deutlicher zu sein, je frischer das Mineral ist; mit beginnender Umwandlung, zumal dann wenn diese zu Serpentin führt, treten durch die mit solchen Vorgängen verbundene Volumzunahme unregelmässige Sprünge an die Stelle der Spaltrisse. Neben der normalen Spaltung nach den Pinakoiden glaubt Berwerth auch eine solche nach (101) beobachtet zu haben. — Im durchfallenden Lichte ist der Olivin bald vollkommen farblos, bald hellgrünlich oder hellgelblich. Ob letztere Farben ursprüngliche seien oder auf beginnende Veränderungen hinweisen, ist schwer zu entscheiden. Dass ein zonaler Wechsel dieser Töne bisweilen vorkommt, macht die erstere Annahme für gewisse Fälle wahrscheinlich. Dagegen ist die bei Basaltolivinen sehr verbreitete, durch Glühen ja auch künstlich hervorzurufende, rothe bis rothgelbe Farbe sicher nicht ursprünglich, sondern durch einen Austritt des Eisens in der Form von Eisenoxyd oder Eisenhydroxyd zu erklären. Die Rothfärbung beginnt vom Rande und von Spalten aus und schreitet concentrisch nach innen fort. Dadurch kommt es, dass oft kleinere

Krystalle durchweg roth gefärbt sind, während grössere noch einen farblosen Kern haben. Mit dieser, hie und da auch in concentrischen, von farblosen Intervallen getrennten Bändern auftretenden Rothfärbung ist oft ein deutlicher Pleochroismus verbunden. Die Umwandlung kann bis zur vollendeten Pseudomorphose von Eisenoxyd nach Olivin vorschreiten. — Von Interpositionen enthalten die Olivine der Basalte gern typische, oder wie bei Augit schlackig veränderte Glaseinschlüsse und solche von Flüssigkeiten (unter diesen beobachtete Trippke im Gröditzberger Basalt auch liquide Kohlensäure) in Schnüren und auf Ebenen geordnet, seltener die bei Olivingabbros häufigen krystallitischen und trichitischen Gebilde. — Als ganz besonders charakteristische Einschlüsse pflegt man bald vereinzelt, selten in Häufchen zusammengedrängte Kryställchen von regulärer Form zu betrachten, welche gemeinhin als Picotit bezeichnet werden. Dieselben zeigen oft die Octaëderform, oft Würfelform und sind meistens braun in verschiedenen Tönen, hie und da auch grüngelblich oder farblos durchsichtig. Dass sie Spinelliden (Picotit, Chromit, Pleonast) angehören, ist in einzelnen Fällen sicher nachgewiesen, in andern sehr wahrscheinlich. Dass indessen auch unter den braun durchsichtigen solche vorkommen, in welchen kein Chrom nachweisbar ist, fand van Werveke bei Basalten von Palma. Manche dieser Kryställchen haben durchaus die Eigenschaften des in Nephelin- und Melilithbasalten besonders häufigen Perowskit. — Von älteren Gemengtheilen der Basalte kommen die Eisenerze, der Apatit und gelegentlich Zirkon im Olivin eingeschlossen vor. — Die Umwandlung der Olivineinsprenglinge in Serpentin ist in ihren ersten Stadien eine weit verbreitete Erscheinung und pflegt besonders in holokrystallinen und grobkörnigen Basalten öfters bis zur vollendeten Pseudomorphose zu führen, wobei nicht selten trichitische Erzausscheidungen innerhalb des Serpentins entstehen, welche von denen der vulkanischen Gläser ununterscheidbar sind. — Seltener ist die Umwandlung in radialstrahlige grüne Massen mit den Eigenschaften des Delessit oder Grengesit, welche zuerst von Zirkel aus Basalten von Arthur's Seat und Moss (?) in Norwegen beschrieben wurde. Carbonatausscheidungen begleiten diese Processe nur selten. — Ersetzung des Olivin durch Opal beobachtete Kolenko auf der Banks-Halbinsel in Neu-Seeland. — Eine Umwandlung des Olivins in Hornblende, welche Renard mit gewissen Vorbehalten von Ascension angiebt, wäre sehr auffallend. — Knapp nennt zunächst Nigrescit, dann Chlorophaeit als Umwandlungsproduct des Olivins in Basalten

des Frauenberges (Breitfirst) und giebt Tridymit als Neubildung bei der Olivin-Umwandlung an.

In den Hohlräumen miarolitischer Dolerite aufgewachsene Olivine erwähnt G. vom Rath von Tiberias in Palästina.

Eine Wiederkehr der Olivinbildung in der Effusionsperiode der Basalte kommt vor, ist aber keineswegs eine häufige Erscheinung. Er hat dann gern die Bd. I. 407 u. f. beschriebenen Wachsthumsformen oder bildet mikrolithische Kryställchen mit grossen centralen Glaseinschlüssen. Letzteres ist besonders in vitrophyrischen Basalten häufig und hier dürften diese Olivingebilde kaum als eine jüngere Generation aufzufassen sein. Wahrscheinlicher ist das jugendliche Alter der Olivinmikrolithe in den ganz oder nahezu holokrystallinen Basalten; sehr schön wurden solche in den Basalten von Urawéli im Caucacus und Khazé auf Pantelleria beobachtet.

Alle Basalte, von gewissen Tuffbildungen abgesehen, enthalten mehr oder weniger reichlich Magnetit oder Ilmenit, oder beide dieser Mineralien als wesentliche Gemengtheile. Beide sind gelegentlich in zwei Generationen da, einer intratellurischen von sehr hohem Alter, und einer jüngeren der Effusionsperiode. Dass der Magnetit oft titanhaltig sei, ist eine bekannte Thatsache und geht aus der gelegentlichen Umrandung durch Leukoxen sicher hervor. Der Magnetit bildet Octaëder und Aggregate von Octaëdern oder skelettartige Wachsthumsformen, seltener unregelmässige Körner. Die Verwitterung derselben führt zur Bildung von Eisenhydroxydhöfen, die sich oft weit von denselben weg in das Gestein hineinziehen. Es ist nicht unmöglich, dass man die Menge des Magnetits oft bedeutend überschätzt; was bei schwacher Vergrösserung als undurchsichtiger Magnetit erscheint, wird bei hinreichender Vergrösserung oft braun durchsichtig und dürfte zu den chromhaltigen Spinelliden gehören (Scheidsberg, Finkenberg u. a. rheinische Basalte). — Der Ilmenit bildet die bekannten hexagonalen, durch (10$\bar{1}$1) (0001) (Knapp giebt vom Frauenberge (000$\bar{1}$) (10$\bar{1}$0) mit Streifung nach $\varkappa$ (10$\bar{1}$1) auf (0001) als Krystallform an) begrenzten oder unregelmässig gelappten Tafeln, oder erscheint in der Form braundurchsichtiger Titaneisenglimmerblättchen. Auch die grösseren opaken Krystalle laufen gar oft in solche durchsichtige Täfelchen aus. Die zumal in der intersertalen Mesostasis verbreitete jüngere Generation von Ilmenit wird oft ganz von solchen durchscheinenden Blättchen in mancherlei skelettartiger Aggregation gebildet. Besonders schön

trifft man diesen durchsichtigen Ilmenit in den Gesteinen vom Meissner, von Londorf, vom Stephanshügel b. Limburg, Westerburg u. a. O. — Das Zusammenauftreten von Ilmenit und Magnetit wurde mehrfach direct erwiesen (Bücking) oder sicher beobachtet, so z. B. von Vélain in Basalten von St. Paul, von Hofmann, der auch wohl zuerst auf die Durchsichtigkeit des Ilmenit aufmerksam machte, in Bakonyer Basalten. Dieser Autor glaubt gefunden zu haben, dass in der Umgebung des Plattensees die kleineren Basaltmassen und die oberen Theile grössere Basaltkegel und Plateau's titanhaltigen Magnetit (er nennt ihn Iserin), die basalen Theile Ilmenit, die mittleren beide Mineralien enthalten. Er sucht dieses Verhältniss dadurch zu erklären, dass er annimmt, bei kleinem Druck sei titanhaltiger Magnetit, bei grossem Druck Ilmenit die schwerer lösliche Verbindung. Es giebt also einen Umkehrpunkt der Löslichkeit dieser Verbindungen im Basaltmagma; wo dieser vorhanden ist, scheiden sich beide Verbindungen aus. Daher enthielten auch nach seiner Ansicht mit Vorliebe die doleritischen und anamesitischen Varietäten Ilmenit, die aphanitischen titanhaltigen Magnetit.

Dass neben oder statt der Eisenerze Gediegen Eisen in kleinen Mengen und feiner Vertheilung in den Basalten gelegentlich vorkomme, ist eine alte Beobachtung. Das Auffinden der anfangs vielfach für siderisch gehaltenen Eisenmassen bei Ovifak am Blaafjeld zwischen der Laxebucht und dem Diskofjord in Grönland hat die Aufmerksamkeit von neuem auf diese Substanz gelenkt. Steenstrup gelang es, die weitere Verbreitung des Gediegen Eisen in verschiedenen grönländischen Basalten (Assuk, Mellemfjorden, Jernpunten u. s. w.) darzuthun. Dasselbe wird von Graphit begleitet und bildet rundliche tropfenförmige, oder unregelmässige eckigkörnige Massen, welche oft eine Hülle von Magnetkies haben. Der mikroskopische Nachweis des ged. Eisen wird am sichersten durch Behandlung der Präparate mit Kupfervitriol (Bd. I. S. 199) geführt werden können.

Von anderen, zu den Eisenerzen zu rechnenden Mineralien kommt Eisenglanz in durchsichtigen Blättchen recht verbreitet, Pseudobrookit selten vor. So erwähnt den Pseudobrookit in der neueren Literatur Berwerth von Jan Mayen, Doss vom Haurán-Gebirge in Syrien.

Die als Einschlüsse in den Olivinen aufgeführten Spinellide treten gelegentlich auch selbständig im Gesteinsgewebe, oder als Einschlüsse in anderen Mineralien auf; so fand Wadsworth den

Picotit im Feldspath und im Basalt selbst von Mount Shasta. — Perowskit wird von Hussak im Feldspath des Basalts von Ban im Baranyer Comitat angegeben; derselbe führt seinerseits Glaseinschlüsse.

Rutil wurde von Steenstrup als allgemein verbreitet in dem Bronzitbasalt von Assuk nachgewiesen.

Apatit, meistens in den bekannten farblosen langen Nadeln, seltener in dickeren Säulen mit pyramidaler Zuspitzung und oft bräunlicher, violetter oder bläulicher Färbung, sowie Zirkon, der indessen überaus spärlich ist, zeigen die gewöhnlichen Eigenschaften.

Quarz ist in den Basalten auf eine bestimmte Gruppe beschränkt und möge bei Besprechung dieser geschildert werden. — Tridymit ist ebenfalls selten (Striegau) und dürfte da, wo er vorkommt, öfters mit fremden Einschlüssen in Beziehung stehen.

Haüyn wird aus echten Basalten bisher nur einmal erwähnt. Chelius fand ihn als Einsprengling in einem hyalopilitischen Basalt vom Dolmesberg, Mainzer Eichen, ONO. Messel, dessen bald farblose, bald bräunliche und trichitenreiche Glasbasis in Säuren unlöslich ist. Es wäre nicht undenkbar, dass solche Gesteine eine weitere Verbreitung besässen; sie würden dann zwischen Basalten und Tephriten vermitteln, in gewissem Sinne ähnlich, wie die Sodalithtrachyte zwischen Trachyt und Phonolith, die Haüynandesite zwischen Andesit und Tephrit.

Bei der Besprechung des Mineralbestandes der Basalte ist bisher mit Absicht auf die sogenannten „Olivinknollen“ keine Rücksicht genommen worden, da die genetischen Beziehungen derselben zum Basalt noch Gegenstand der Discussion sind. Die Ansicht, dass in denselben fremde Einschlüsse in der Tiefe anstehender Gesteine zu sehen seien, welche in letzterer Zeit besonders von A. Becker, K. Bleibtreu, C. Doelter und E. Hussak verfochten worden ist, wird von mir nicht getheilt. Eine kritische Discussion der Streitfrage liegt jedoch ausserhalb der Zwecke dieses Buches. Ich halte die sogenannten Olivinknollen oder Olivinfelseinschlüsse für sehr alte intratellurische Ausscheidungen aus dem Basaltmagma, welche hier ähnlich aufzufassen sind, wie die sogenannten basischen Concretionen in Graniten (cf. S. 35) und anderen Tiefengesteinen. Die Structur dieser Olivinmassen ist durchweg, soweit nicht Penetrationen des Basaltmagmas in dieselben oder Schmelzränder um einzelne der Gemengtheile vorliegen, die hypidiomorphe Structur

der Tiefengesteine. Der Mineralbestand derselben (Olivin, Bronzit, sogenannter Chromdiopsid, Picotit, Hornblende, Apatit, selten Pyrop) ist identisch mit den ältesten Ausscheidungen der Basalte. Es ist nicht zu übersehen, dass wir heute den Bronzit in früher nicht geahnter Verbreitung in Basalten kennen und es ist gewiss nicht ohne Bedeutung, dass der monokline Pyroxen dieser scheinbaren Einschlüsse identisch (auch chemisch) ist mit dem ältesten, fast immer stark corrodirten Augit der basaltischen Einsprenglinge. Dass diese bekanntlich in allen Grössen und in ungeheuerer Verbreitung auftretenden Olivinknollen nicht omnipräsent in den Basalten sind, erklärt sich durch die ja allenthalben, auch an den sogenannten Einschlüssen selbst wahrnehmbaren Corrosionen während der Effusionsperiode des Gesteins. Wo das basaltische Magma sie an der Grenze berührte, oder auf Klüften eindrang, sind randliche Auflösungen, z. Th. unter Wiederausscheidung derselben oder analoger Verbindungen in anderer (mikrolithischer) Form häufig wahrzunehmen. Die Auffassung dieser Gebilde als fremder Bruchstücke einer dann nothwendig mehr oder weniger continuirlichen Olivinfelsschicht im Innern der Erde ist trotz aller entgegenstehenden Behauptungen, Beobachtungen und Versuche (die letzteren werden unter physikalischen Bedingungen ausgeführt, welche mit der Bildung eines Basaltgesteins nichts gemein haben, als die hohe Temperatur) so lange unannehmbar, als man nicht das Fehlen derselben in Trachyten, Andesiten, Tephriten, Nepheliniten, Leucititen, ja in olivinfreien Basalten gegenüber ihrer Häufigkeit in olivinführenden Basalten, Basaniten, Nephelin- und Leucitbasalten zu erklären vermag. Sehr zu betonen ist auch das Fehlen dieser Gebilde als „Olivinbomben“ um andere, als basaltische Ausbruchspunkte. Es ist jedoch nicht zu bestreiten, dass die Auffassung der Olivinknollen als intratellurischer Ausscheidungen gewisse Eigenthümlichkeiten zunächst nicht zu erklären vermag. Ich rechne dahin das fast absolute Fehlen der Eisenerze und structurell das Vorkommen gewisser Phänomene, die auf Gebirgsdruck als ihre Ursache verweisen, so z. B. die Biegung, Knickung und Zwillingsbildung am Bronzit, die undulöse Auslöschung am Olivin u. s. w. Das von Bleibtreu betonte häufigere Vorkommen der Olivinknollen in kleinen Kuppen und Gängen von Basalt, als in gewaltigen Decken würde, wenn das angegebene Verhältniss besteht, sich unschwer durch die raschere Erstarrung jener Vorkommnisse und die dadurch verhinderte Resorption der scheinbaren Einschlüsse erklären lassen.

Als secundäre Bestandtheile der Basalte sind jene Mineralmassen zu erwähnen, welche zumeist in Drusen und anderen primären oder secundären Hohlräumen, auf Klüften und Sprüngen, oder auch in feiner Vertheilung im unfrischen Gestein selbst angesiedelt sind. Dieselben gehören zum grösseren Theil den Carbonaten (Calcit, Siderit, Aragonit) oder den Zeolithen, seltener den dichten Arten des Quarz und dem Chalcedon an. Recht verbreitet sind auch die schuppigen und fasrigen Mineralien der Chlorit-, Delessit-, Chlorophaeit- und verwandter Familien.

Ausser den krystallinen Gemengtheilen kommt in vielen, aber keineswegs in der Mehrzahl der Basalte eine bald rein glasige, bald mehr oder weniger devitrificirte Basis vor; d. h. also ein an und für sich amorpher Krystallisationsrückstand des Magmas. Auch hier gilt es, wie bei den Andesiten, dass diese Basis im Allgemeinen um so heller wird, je geringer ihre Menge ist. Wo dieselbe einen nennenswerthen Antheil am Gestein hat, pflegt sie mit oder ohne globulitische Körnung braun bis gelb zu sein. Manche dieser basaltischen Glasbasen sind reich erfüllt mit mancherlei krystallinischen und trichitischen Gebilden, so z. B. nach Bücking in den Gesteinen von Schwarzhaupt und der Strasse zwischen Hutten und Veitssteinbach in der Rhön. Über die chemische Natur dieser basaltischen Glasbasis wissen wir wenig, sobald man die eigentlichen Basaltgläser ausschliesst. — Höchst interessant ist das Zusammenvorkommen von zweierlei Basis in demselben Gestein. So erwähnt Bücking, dass im Basalt von Schwarzenfels neben einer reichlicheren hellen, mit H Cl leicht gelatinirenden, eine spärlichere dunklere, von H Cl nicht zersetzbare Basis vorhanden ist. Die letztere findet sich fast nur als Umhüllung von Aggregaten zahlreicher prismatischer Augitmikrolithe. Man wird angesichts der Beobachtungen an in Basalt eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten fremder Natur versucht, anzunehmen, dass auch hier fremde Gesteinsbrocken in eingeschmolzenem Zustande vorliegen. — Das gleiche Zusammenauftreten einer hellen Glasbasis ohne Devitrificationsproducte und eines kaffeebraunen Glases mit Augitconcretionen beobachtete Francke an einem Basalte des Hundskopfes bei Salzungen.

Dass die Natur eines Glases sich während der verschiedenen Phasen der Gesteinsbildung ändert ist selbstverständlich, und wird dadurch bewiesen, dass die Glaseinschlüsse in den krystallinen Ausscheidungen oft andere Farbe haben, als die schliesslich restirende Basis. Im Allgemeinen ist diese letztere heller, als die Einschlüsse.

Doch kommt auch das Umgekehrte vor und Cohen beobachtete z. B. helle Glaseinschlüsse im Olivin eines gelben Basaltvitrophyrs. Gerade bei Basaltgläsern wurde dieses Verhältniss mehrfach wahrgenommen. Da diese fast immer sehr erzarm sind, so könnte man die tiefere Farbe des Gesteinsglases von einer partiellen oder totalen Wiederauflösung früher ausgeschiedener Eisenerze ableiten.

Die basaltische Gesteinsbasis ist verhältnissmässig leicht durch die Atmosphärilien zersetzbar. Es bilden sich schuppige bis fasrige, oft concentrisch struirte, doppelbrechende Substanzen von anfangs grüner, später oft brauner Farbe, wie das z. B. Bücking an feldspathreichen Basalten des Breitfirst beobachtete. — Törnebohm machte auf die Schwierigkeit der Unterscheidung solcher umgewandelter Basisreste bei intersertaler Structur der Gesteine von delessitischen und verwandten Infiltrationen in die eckigen Hohlräume miarolitisch struirter Dolerite aufmerksam, wie er solche z. B. in Basalten von Rieseberga und Sösdala in Schweden, Sirgwitz bei Löwenberg in Schlesien, und Stolpen in Sachsen beobachtet hat.

Structur und Classification der Basalte.

Von jeher hat man bei den basaltischen Gesteinen die Structur als ein classificatorisches Moment zu benützen getrachtet. Vor Einführung des Mikroskops konnte man begreiflicherweise nur die Korngrösse, nach welcher man in Dolerit, Anamesit und Basalt gliederte, und die mehr oder weniger continuirliche Raumerfüllung (Mandelsteine, schlackige Basalte) betonen. Erst die mikroskopische Untersuchung eröffnete nach dieser Richtung neue Gesichtspunkte, und wenn dieselben auch nicht sofort in gebührender Weise gewürdigt worden sind, so ist es doch in hohem Maasse anzuerkennen, dass sie der Wahrnehmung nicht entgingen. Es bedurfte in leicht begreiflicher Weise eines fortgesetzten Studiums und längerer Discussionen, um die zu richtigerer Auffassung der Fülle neuen Materials nothwendige Klärung und Vertiefung der Begriffe zu zeitigen. Zirkel, dessen Verdienste um die Feststellung des Mineralbestandes in der Basaltfamilie oben betont wurden, versuchte 1870 bereits eine Gliederung der eigentlichen oder Feldspathbasalte nach der Natur ihrer Grundmasse, obwohl ihm auch der Wechsel in der Structur derselben an demselben Gesteinskörper nicht entging. Er unterschied:

1) Basalte mit gleichmässig krystallinisch-körniger Grundmasse. Eine amorphe Basis ist nicht zu constatiren, wenngleich ihre An-

wesenheit in unbedeutenden Spuren aus manchen Erscheinungen, wie Fluidalstructur u. s. w. gefolgert werden könnte. Ebenso wenig treten einzelne Gemengtheile durch grössere Dimensionen aus dem gleichmässigen Gemenge hervor.

2) Basalte mit sehr mikroskopisch-feinkörniger, entweder durchaus krystalliner, oder doch nur sehr basisarmer Grundmasse, aus welcher sich einzelne Gemengtheile in grösseren Krystallen abheben.

3) Basalte mit einer an meistens bräunlich gefärbter Basis reichen Grundmasse, in welcher indessen immerhin die krystallinen Gemengtheile zu überwiegen pflegen. Die Basis ist entweder: a) reines Glas oder b) sie enthält gestrickte oder netzartig zusammengehäufte Trichite (und dunkle Körner).

4) Basalte mit einer aus grösseren Krystallen bestehenden Grundmasse, zwischen welche eine an Menge zurücktretende Basis eingeklemmt ist. Diese Basis ist a) rein glasig, b) Glas mit reichlich ausgeschiedenen dunklen Körnern, c) Basis mit massenhaft ausgeschiedenen farblosen und dunklen Nädelchen, Keulchen und Körnchen, welche nicht als eigentliche Gemengtheile auftreten und nicht Mikrolithe der grösseren Krystalle sind.

Wenn nun auch die im letzten Theile des Schlusssatzes ausgesprochene Beschränkung über die substanzielle Natur der in der Zwischenklemmungsmasse krystallitisch oder mikrolithisch ausgeschiedenen Körper nach unseren heutigen Erfahrungen unhaltbar ist, so giebt dieses Schema der Structurverhältnisse basaltischer Gesteine das Thatsächliche der verbreitetsten und wichtigsten Typen in grossen Zügen doch zweifellos richtig und in überraschender Vollständigkeit an. Was Nachfolger Zirkel's über die Structurformen der Basalte Abweichendes gesagt haben, ist wohl schwerlich eine Verbesserung gewesen (Möhl), oder sagte in etwas anderer Gruppirung und mit anderen Worten dasselbe wie Zirkel (Bořicky. Auch die von Eichstädt bei seinen Untersuchungen der Basalte Schonens gegebene Eintheilung der Basalte nach ihrer Structur enthält die 4 Haupttypen Zirkel's mehr in der Sprache der heutigen Petrographie: 1) Basalte mit gleichmässig krystallinisch-körniger Structur, 2) Basalte mit krystallinischer Porphyrstructur. 3) Basalte mit vitrokrystallinischer Porphyrstructur, 4) Basalte mit Intersertalstructur, und fügte eine fünfte Gruppe der Basalte mit Vitroporphyrstructur hinzu.

Neuerdings hat auch Judd sich mit der Structur der basaltischen Gesteine, besonders mit derjenigen der holokrystallinen

Abarten beschäftigt, und die Beziehungen zwischen Structur und geologischer Erscheinungsform ins Auge gefasst. Seine Beobachtungen wurden an einem zu eigenthümlichen Vorkommen angestellt, als dass man dieselben sofort auf die normaleren Fälle verallgemeinernd übertragen könnte.

Was die Structurformen der Basaltgesteine in auffallendster Weise von derjenigen der übrigen neovulkanischen Ergussgesteine unterscheidet, ist weit weniger die ausserordentliche Verbreitung holokrystalliner Entwicklung, als vielmehr die Häufigkeit hypidiomorpher Structuren, welche von denjenigen der Tiefengesteine in keinem wesentlichen Punkt abweichen. Die so oft holokrystalline Entwicklung erklärt sich leicht dadurch, dass bei den so leicht schmelzbaren basischen Silicatmagmen die Krystallisationsperiode während der Effusion caeteris paribus eine weit längere sein muss, als bei den sauren, da die Molekularbeweglichkeit noch bei sehr viel niederen Temperaturen erhalten bleibt. Dieser selbe Umstand muss es aber zur Folge haben, dass auch bei Oberflächenergüssen und ebenso in kleinen Quellkuppen das Innere derselben viel leichter die für Tiefengesteine charakteristischen Formen annehmen muss, als diess bei saureren Gesteinen der Fall sein würde. Die andesitischen oder trachytischen Lakkolithe der Henry Mountains haben nach der allerdings unvollkommenen Beschreibung, die wir von ihrer petrographischen Natur besitzen, deutlich porphyrischen Charakter; nach den Erfahrungen an den zahllosen Basaltkuppen Deutschlands müssen wir wohl annehmen, dass gleiche lakkolithische Massen von Basalt hypidiomorph-körnig struirt sein würden.

Wenn man sich von der Structur der Basalte ein deutliches Bild machen will, so wird zunächst die Reihenfolge der Mineralbildungen im Basalt ins Auge zu fassen sein. Diese ist zunächst unabhängig vom Korn; der sogenannte doleritische oder aphanitische Charakter ändert hierin nichts, wie er denn überhaupt für die eigentliche Structur von geringer Bedeutung ist. Wir finden den Structurtypus mit jeder Korngrösse im Gestein vereint. Aus der gegenseitigen Umschliessung und Begrenzung der Gemengtheile im Basalt ergiebt sich, dass sowohl in der intratellurischen, wie in der Effusionsperiode die Apatit- und Eisenerzausscheidung den Krystallisationsprocess inaugurirt. Mit der Menge dieser Erze und der leichten Krystallisirbarkeit ihrer Nachfolger mag es zusammenhängen, dass die Bildungsperiode der Erze eine auffallend längere

war, als in den übrigen, saureren Eruptivmassen. So beweist z. B. die von H. Reusch an Jan Mayen-Basalten gemachte, und auch sonst öfters zu wiederholende, Beobachtung, dass der Ilmenit von dem Olivin krystallographisch orientirt wird (die Tafelfläche des Ilmenits stellt sich parallel der Axenebene a b des Olivins), dass die Ilmenitbildung bis weit in die Zeit der Olivinausscheidung hineinreicht. Ja man findet nicht allzuselten, dass die Umrisse grösserer Magnetitkörner durch Feldspath bedingt werden. Ob hier allerdings Magnetit erster oder zweiter Generation vorliegt, ist schwer zu sagen, die Grösse der Individuen beweist nichts für ihr Alter, man erinnere sich an die Augitmikrolithe in Leucit und Nephelin der Leucitophyre gegenüber den Dimensionen jüngerer Aegirine und ähnliche Beispiele. Mit der Ausscheidung der Eisenerze und des Apatit ist diejenige der Spinellide und des Perowskit gleichzeitig. — Darauf folgt unbestritten die Olivinausscheidung, wenn dieses Mineral überhaupt vorhanden ist. Wir finden dasselbe sowohl im Feldspath (auch im Anorthit), wie im Augit eingeschlossen. Auch die Hornblendebildung im Basaltmagma muss eine sehr frühe sein, wie sich das aus der Seltenheit dieses Minerals im Basalt, und aus den kräftigen magmatischen Resorptionen, welche die erhalten gebliebenen Individuen und Reste wahrnehmen lassen, mit Sicherheit ergiebt. Dass aber Hornblende-Bildung ein keineswegs so seltener Act in der Entwicklungsgeschichte basaltischer Magmen sei, wird durch die relative Häufigkeit dieses Minerals in Basalttuffen gegenüber seiner Seltenheit in Basalten bekundet. Für die Structurlehre des Basalts ist die Hornblende ohne wesentliches Moment. — Wo wir rhombischen Pyroxenen in Basalten begegnen und eine sichere Altersbestimmung derselben bezüglich der monoklinen Pyroxene und Feldspathe thunlich ist, erweisen sie sich als älter; es wurde keine Beobachtung gemacht, die diesem Verhältniss widerspräche. Nun aber beginnt ebenso, wie bei den Gabbro und Diabasen, eine eigenthümliche Unsicherheit in der Reihenfolge von Augit und Kalknatronfeldspath. Durch die gegenseitige Umhüllung und Begrenzung, sowie durch das Fehlen bald des Augits bei Anwesenheit des Plagioklas, bald des Plagioklas bei Anwesenheit des Augits unter den Einsprenglingen wird mit voller Sicherheit dargethan, dass bald der Augit älter ist, als der Feldspath, bald der Feldspath älter, als der Augit. Ob für dieses Verhältniss und seinen Wechsel etwa die Temperatur und der Druck, also der Ort der Bildung, oder vielleicht der Wassergehalt des Magmas von

bestimmendem Einfluss sei, das entzieht sich zunächst der Entscheidung, und dürfte auch experimentell kaum zu eruiren sein. Wir sind daher darauf angewiesen, aus der chemischen Zusammensetzung dieser Mineralien die Ursachen abzuleiten. Nach dieser Richtung fehlt es aber zur Zeit ebenfalls noch an zureichendem Beobachtungsmaterial. Immerhin steht soviel fest, dass allenthalben, wo nachweislich der Feldspath älter war, als der Augit, der erstere durch Salzsäure zerstörbar war, also wohl der Anorthit-, höchstens der Bytownitreihe angehörte, demnach basischeren Verbindungen, als im Augit vorliegen, zuzuschreiben wäre. Noch weniger Anhaltspunkte haben wir für die Beziehungen zwischen dem relativen Alter der Augite und ihrer chemischen Constitutionen. Es ist jedoch zu betonen, dass in den feldspathfreien Olivinknollen der Augit grün und ein thonerde- und eisenarmer, etwas chromhaltiger Pyroxen ist. Jedenfalls ist er alkalifrei. Dagegen lässt sich aus der Farbe und dem oft wahrnehmbaren Pleochroismus der jüngeren braunen und violetten Augite auf nicht unbeträchtlichen Eisen- und wohl auch merkbaren Alkaligehalt schliessen. Zu einem sicheren Schluss genügen diese Anhaltspunkte nicht. — Ob nun Plagioklas oder Augit der ältere sei, in beiden Fällen liess sich mehrfach sicher erkennen, dass ihre Krystallisation oft lange neben einander herging. — Dieselben Altersbeziehungen, wie in der intratellurischen Entwicklungsperiode, finden sich auch in der Effusionsperiode, jedoch liess sich in nicht seltenen Fällen constatiren, dass das Altersverhältniss von Feldspath und Augit unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse das umgekehrte, in anderen wohl noch zahlreicheren das gleiche war. Von entschiedenem Einflusse, zumal bei porphyrischer Structur, ist auch das Mengenverhältniss; in feldspathreichen und augitarmen Basalten krystallisirt im Allgemeinen der Feldspath früher, in feldspatharmen und augitreichen später als der Augit, oder besser ausgedrückt, die Feldspathbildung beginnt im ersten Falle früher, im zweiten später, als diejenige des Augits.

Aus der fehlenden oder vorhandenen Wiederkehr dieser Mineralbildungen in der angegebenen Reihenfolge, sowie aus der grösseren oder geringeren Beimengung amorpher Krystallisationsreste und der Art ihrer Verwebung mit den Mineralgemengtheilen ergeben sich nun bei den Basalten die folgenden wichtigsten Structurformen.

1) Die hypidiomorph-körnige Structur. Jeder Gemengtheil ist nur in einer continuirlichen Generation gebildet worden; es tritt keinerlei Gegensatz von Einsprenglingen und

Grundmasse hervor; die Altersunterschiede der Gemengtheile sind wenig markant; auch Grössenunterschiede treten wenig hervor. Überblickt man die Basaltgesteine mit hypidiomorph-körniger Structur, so fallen zunächst zwei durch die Korngrösse ihrer Gemengtheile verschiedene Typen ins Auge. In dem einen Typus, wir wollen ihn nach dem bekannten Gestein von der Löwenburg im Siebengebirge den Löwenburg-Typus nennen, sind die Gemengtheile schon mit dem blossen Auge erkennbar und verweben sich ganz nach Art der Gabbrogemengtheile oder der den Gabbros nahe verwandten Diabase mit einander. Dieser Typus ist mit gleichem oder wenig kleinerem Korn sehr verbreitet unter den vogelsgebirgischen und hessischen (Londorf, Leisel, Schöneberg bei Leisel, Münster), nassauischen (Oberbrechem, Westerburg) und vorätnäischen Basalten (Analcimit der Cyclopen-Inseln bei Catania). Nach den Angaben von Judd, der diese Structur als granitisch bezeichnet, ist sie charakteristisch für die tiefsten oder innersten Theile der basaltischen Eruptivmassen von Skye, Ardnamurchan, Mull und dem Carlingford-District von Irland. Er nennt diese Gesteinsausbildung geradezu Gabbro. — Die breiten Feldspath-Tafeln dieses Typus sind bald vollkommen einheitliche Viellinge, bald Aggregate von solchen. — In jedem Falle deutet diese Structur auf einen auffallend ruhigen und continuirlichen Verlauf der Krystallisation, die vielleicht z. Th. ganz intratellurisch verlief, oder bei welcher doch die intratellurische und Effusionsperiode unmerklich in einander übergingen (Taf. VI Fig. 1). — Auch Becke beschreibt einen anamesitischen Basalt mit Gabbrostructur aus dem Kraterinnern des Palandokän im Caucasus.

Ganz die gleiche Art der Mineralverwebung findet sich auch bei sehr feinem Korn des Gesteins, so z. B. bei Winnen, Witzenhausen und Grosse Kuppe bei Eschwege in Hessen, Gipfel des Schackberges, Abtsröder Kuppe in der Rhön, Walsch in Böhmen, Insel St. Paul, und hier deuten alle Verhältnisse darauf hin, dass sich die Krystallisation vollständig in der Effusionsperiode in verhältnissmässig raschem Verlauf vollzog. Das wäre der Löwenburg-Typus ins Mikroskopische übersetzt. — Beide Abarten sind durch Übergänge in der Korngrösse verbunden.

Gewisse Modificationen dieser Structur entstehen je nachdem die Gesteine zu den feldspathreichen oder feldspatharmen gehören, sowohl bei grobem, wie bei feinem Korn. Im Grossen und Ganzen ist aber der Idiomorphismus der Augite ein grösserer, als derjenige der Feldspathe. In das Panidiomorph-körnige geht diese Structur

durch den Eintritt kleiner, kaum nachweisbarer Massen von Basis über. (Ostseite des Basaltdurchbruchs am Meissner.)

Dadurch, dass die Leistenform der Feldspathe und ihre Präcedenz in der Krystallisation sich mehr und mehr betont, bilden sich Übergänge in die

2) Intersertalstructur. Auch bei dieser kann das Gestein holokrystallin und hypidiomorph-körnig sein, wie das besonders bei den intrusiven Gliedern der oben genannten britischen, von Judd untersuchten Vorkommnisse der Fall ist. Die Gesteine sind dann nicht von Diabasen zu unterscheiden und Judd nennt daher auch diese Structur ophitisch. Der Augit übernimmt hier gewissermaassen die Rolle der Mesostasis. Bei den normalen deutschen Basalten ist dieser Fall wohl recht selten und auffallenderweise bei sehr feinem Korn des Gesteins häufiger als bei grobem Korn. In der ungeheuren Mehrzahl der Fälle ist eine Mesostasis oder Zwischenklemmungsmasse vorhanden. Dieselbe erscheint in manchen Fällen nur als sehr schmale, sich leicht der Beobachtung entziehende Streifchen zwischen den Feldspathleisten, deren keilförmige Intervalle von einheitlichen Augitindividuen oder Augitaggregaten ausgefüllt werden. Oder aber sie nimmt mehr und mehr auch die keilförmigen Zwischenräume zwischen den Feldspathen und zwischen diesen und den mehr selbständigen und idiomorphen Augiten ein und kann so allmählig zu einem wesentlichen Bestandtheil des Gesteins heranwachsen. Diese Mesostasis ist ihrerseits ungeheuer mannichfach entwickelt; bald ist sie ein nahezu reines Glas mit einzelnen Entglasungsproducten, bald durch die Masse dieser vollständig getrübt, bald zu einem mehr oder weniger holokrystallinen Gemenge ausgebildet. In letzterem Falle besteht sie gern aus sehr fein leistenförmigen, oft trichitisch gebogenen und zu sphärischen Aggregaten geordneten, Feldspathen, zwischen deren lange Strahlen Mikrolithe und Wachsthumsformen von Augit, Ilmenit oder Magnetit, sowie Reste der Glasbasis eingeklemmt sind. Die Mannichfaltigkeit dieser Ausbildungsformen der Mesostasis spottet jeder Beschreibung und da dieselbe oft in ein und demselben Präparat wechselt, so wäre es nutzlos einzelne Typen derselben aufzustellen. Hier sollen alle diese Structurformen als Meissner-Typus zusammengefasst werden. Sie ist ausserordentlich verbreitet bei den Doleriten und Anamesiten, findet sich aber auch bei den vollkommen dichten Basalten in durchaus gleicher Ausbildung. Beispiele für die verschiedenen Modificationen dieses Typus liefern die Anamesite und

Basalte der Maingegend (Steinheim, Louisa und Bockenheim bei Frankfurt, Wilhelmsbad bei Hanau), der Wetterau (Arnsberg), der Rhön (Romberg bei Steens, Lenders bei Dermbach), Hessens (Nordeck, Remberg, Sababurg u. a.), der Auvergne (Croix-Morand), Britanniens (Giant's Causeway, die olivinfreien Gangbasalte von der schottisch-englischen Grenze), Islands (Havnefjord) nach Breon besonders in dem alten Trappgebirge), Grönlands (Ovifak), des Caucasus (Bjeloi Klintsch, Dschelal-Oghlú, Achalkalaki), Australiens (Melbourne, Gelantippy, Woolgommery, Turnback Mountain in Gippsland), von St. Paul im Indischen Ocean, Pico das Camarinhas auf S. Miguel, u. a. O.

Diese intersertale Structur führt durch gelegentliche ältere Einsprenglinge von idiomorpher Begrenzung hinüber in die typisch porphyrischen Structurformen, unter denen

3) die holokrystallin-porphyrische Structur die weiteste Verbreitung und mannichfaltigste Ausbildung erreicht. Der wichtigste Unterschied, der sich bei dieser Structurform darbietet, steht mit dem Feldspathgehalt der Gesteine in inniger Beziehung. Bei den Basalten mit mittlerem oder geringem Feldspathgehalt treten als Einsprenglinge intratellurischen Alters neben Apatit und Eisenerzen nur Olivin (vielfach bei Laubach u. a. O. im Vogelsberg) oder neben Olivin in wechselnder Menge auch Augit, Feldspath nie oder doch nur sehr selten, auf (Siebengebirge, Rheinthal), während in feldspathreichen Basalten Feldspatheinsprenglinge von sehr basischem Charakter reichlich, oft fast bis zur Verdrängung von Augit und Olivin vorhanden sind. Dann kommen auch nicht selten nesterartige Anhäufungen von Olivin, Augit und viel Plagioklas vor, wie bei den Andesiten und Trachyten. In den Gesteinen mit wenig oder ohne Feldspatheinsprenglinge sind die Olivinknollen sehr verbreitet; in den an Feldspatheinsprenglingen reichen Basalten fehlen dieselben ganz oder sie sind doch auffallend selten und unbedeutend. Zu diesen letzteren gehören z. B. die „feinkörnigen Anamesite" Mügge's von Ponta delgada, Serra Gorda, Lagoa do Congro und seine „Anorthitbasalte" von S. Miguel und Fayal, deren Olivin gern zu Sideritsphärolithen, und deren Feldspathe bisweilen zu einer farblosen amorphen Substanz zersetzt sind, viele der isländischen und Fär-Oer-Basalte (nach Breon und Schrlitz), manche sumatranische (nach Verbeek), viele ätnäische und bis zu einem gewissen Grade der Basalt von Crozet in der Auvergne. — Die Grundmasse ist bald ein panidiomorphes Gemenge von Augit,

Magnetit und Feldspathleistchen (Taf. VI Fig. 2), selten mit Olivinmikrolithen, in welchen sich entweder die Feldspathleistchen, gleichmässig mit Augitmikrolithen untermengt, mehr oder weniger fluidal ordnen (Petersberg), oder welche sich in feldspathreichere und augitreichere Flecken trennen (Jungfernberg). Diese Sonderung führt dann endlich zu der Ausbildung von Augitaugen und Plagioklasaugen. Das ist die Structur der siebengebirgischen (Jungfernberg, Casseler Ley, Petersberg, Ölberg), rheinischen (Minderberg, Scheidsberg, Unkel), vieler nassauischer (Roth, Limburg), vogelsgebirgischer (Imeseliau, Lauterbach, Thiergarten bei Laubach), Rhön-, thüringischer und sächsischer (Kreuzberg, Gleichberg bei Hildburghausen, Altenberg), schlesischer (Gröditzberg, Striegau), böhmischer (Leipa), französischer (Tuilière bei Thiézac, Puy de Charade), sowie nach Doelter Capverdischer, nach van Werveke palmanischer Basalte. — Oder aber die Grundmasse besteht aus Feldspathleisten zwischen welche rundlich-eckige Augitkörner eingeklemmt sind (sehr verbreitet im Vogelsberg bei Laubach, Wilnsdorf bei Siegen, Tolsberg südlich von Gabel in Böhmen, Insel St. Paul, S. Miguel, Caucasus u. s. f.). Die Augitkörner sind gelegentlich parallel orientirt und die Grundmasse enthält dadurch bei nicht unbedeutendem Augitgehalt einen „ophitischen" Charakter. Durch starke Abnahme des Feldspaths in der Grundmasse (Stolpen, Steinschönan, Schackberg u. a.) bilden sich Übergänge in Augitite, wenn auch unter den Einsprenglingen, wie meistens, der Feldspath fehlt. Dahin gehört auch ein Basalt von Schlüsselburg in Böhmen, der ein melanitähnliches braunes Mineral in isometrischen Körnern enthält, welches ich nicht zu deuten vermag. Es ist doppelbrechend und stark pleochroitisch zwischen braun und fast schwarz. — Tritt dagegen der Augit stark zurück, so entstehen Grundmassen von trachytoider, pilotaxitischer Structur (Mont Rognon in der Auvergne, Euganäen, Höhe über Harbach, Sect. Klein-Sassen in der Rhön, Pantelleria, St. Paul u. s. f.), wie sie manchen Andesiten eignet. In solchen Fällen pflegt auch die Menge der Einsprenglinge eine sehr geringe zu sein, wie bei Harbach und in vielen Aetna-Laven. So könnte man bei dieser Ausbildungsweise nach dem Feldspathgehalt einen normalen siebengebirgischen, einen augititischen und einen pilotaxitischen Typus unterscheiden. — Dazu gesellt sich endlich ein ebenfalls in weiter Verbreitung im Vogelsberg und in der Rhön (Schotten, Annerode, Judenrain bei Laubach, Schlitz, Gethürms, Bischofsheim, Pferdekuppe, Calvarienberg bei Fulda u. s. w.), in Böhmen (Sebu-

sein, Salesl), in der Auvergne (Plateau des Prudelles), in Nordafrika (Ras-el-Issned) und in Australien (Battery Hill am Cobungra River) beobachteter Typus der Grundmasse, welcher durch vollkommenen Idiomorphismus der Augitmikrolithe ausgezeichnet ist, während der Feldspath in rundlichen und unregelmässigen Flecken oder als ein, wenn auch spärlicher, so doch allgemein verbreiteter Kitt entwickelt ist. Nur augitreiche Gesteine lassen diesen Typus beobachten. Es ist charakteristisch für denselben, dass der Feldspath gern durch farbloses Glas vertreten wird. Das ist z. B. in dem Gethürmser Basalt sehr schön der Fall, nach welchem der Typus als Gethürmser Typus bezeichnet werden möge.

4) Die hypokrystallin-porphyrische Structur der Basalte kann sich aus allen bisher besprochenen durch merklichen Eintritt einer meistens gelben bis braunen, seltener grauen oder farblosen, hie und da auch wohl grünlichen Basis entwickeln. Derartige Übergänge sind ungemein verbreitet. So lange die Basis nicht in einigermaassen bedeutender Menge vorkommt, verhüllt sie die vorher besprochenen Structurformen nur wenig, und trotz ihrer Anwesenheit kann man vollkommen die Charaktere des siebengebirgischen, augititischen, pilotaxitischen und Gethürmser Typus unterscheiden. Der classificatorische Werth derselben ist also bei geringen Mengen ein sehr untergeordneter und man thut fast besser, sie ganz ausser Acht zu lassen. Die grössere oder geringere Menge von globulitischen, trichitischen und krystallitischen Gebilden, welche eine solche Glasbasis enthält, muss natürlich das Interesse des mikroskopirenden Petrographen erwecken; die Bedeutung derselben ist jedoch mehr eine krystallogenetische, als eine petrographische, und so fesselnd das Studium derselben auch ist, dürfen wir sie hier dennoch mit kurzer Erwähnung übergehen. Wie unendlich gering die Menge der Glasbasis und wie innig die Durchtränkung des Grundmassegewebes mit einer solchen sein kann, das zeigt besonders schön ein Basalt aus dem Mambachthal bei Schackau in der Rhön, in welchem man deren Anwesenheit fast nur an den zierlichen Wachsthumsformen der Ilmenite zwischen den Gemengtheilen erkennt. Wo die Menge der Basis gross genug wird, um sofort aufzufallen und zum Charakter der Structur erkenntlich beizutragen, erhalten wir (Taf. VI Fig. 3) dieselbe hyalopilitische Structur, wie sie für den Weiselberg-Typus der Augitporphyrite und Melaphyre, sowie für die Andesite bezeichnend ist; doch pflegt nur selten der Mikrolithenfilz

ein so evidenter zu sein. Durch stärkeres Zurücktreten der mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode vollziehen sich die Übergänge in die vitrophyrische Structur. Auch bei der hypokrystallin-porphyrischen Structur macht sich der Unterschied von feldspathreichen und feldspatharmen Basalten deutlich bemerklich. Bei den ersteren fehlen eben die Plagioklaseinsprenglinge nicht; unter den mikrolithischen Bildungen herrscht der Feldspath, gewöhnlich in Leistenform, seltener in kurzrectangulären Schnitten (Vieska bei Glan), wodurch eine Analogie mit dem Cuselit-Typus der Augitporphyrite entsteht. Bei den feldspatharmen herrschen unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse Augit, Olivin und Erze. — Armuth an Einsprenglingen, die bis auf Spuren verschwinden können, bedingt neue Varietäten. Beispiele für feldspathreiche (andesitische) hypokrystallin-porphyrische Basalte sind u. A. die amerikanischen Hypersthen- und Quarzbasalte, gewisse Vorkommnisse von Ventotene, aus der Troas, und vom Merapi in Sumatra. Die feldspatharmen oder doch nicht gerade an diesem Mineral reichen Repräsentanten finden sich schön in Deutschland (Stephanshügel bei Limburg an der Lahn, Alsfeld, Winnen, Hausen, Stempel bei Marburg, Kemmenau bei Ems (nach Gümbel), Heimbach, Kirchhasel bei Hünfeld, Suhl, dann in Böhmen (Notterberg bei Friedland), am Plattensee (nach Hofmann), am Mont Dore, bei Strathblane in Schottland, am Funabara, Omura-yama, Mimuro-yama und Itarú (Provinz Izu in Japan) nach Koto, welcher in den auch sonst vorkommenden ausscheidungsfreien Glasringen um Mandeln Spannungsphänomene beobachtete, in dem Gebiet zwischen dem Rio Chupat und Rio Negro, zwischen der Sierra von Talac-Gpa und Yamnago, zwischen Yamnau und Treneta, auf dem Plateau von Valchita und in der Sierra von S. Antonio, am Infornillo-Pass, Provinz Tucuman, und in der Quebrada de las Leñas, Argentinien, nach Stelzner.

5) Die vitrophyrische Structur entwickelt sich durch Ausfall der mikrolithischen Gebilde der Effusionsperiode aus den hypokrystallin-porphyrischen Typen, und führt durch Spärlichkeit der intratellurischen Einsprenglinge zu den Hyalobasalten oder Basaltgläsern hinüber. Die Eigenthümlichkeiten dieser Structurform mögen daher bei den letzteren ihre Besprechung finden.

Judd hat als glomeroporphyritisch eine Structurform bezeichnet, welche er an einem Dolerit von Fair Head, Co. Antrim in Irland beobachtete. In einer Grundmasse mit normaler Intersertalstructur (er nennt dieselbe ordinary ophitic dolerite) liegen

Nester und Individuen von allotriomorphem Olivin und Anorthit, als hätte man Einschlüsse von Forellenstein in einem Basalt. Mit dem überraschenden Gegensatz von Grundmasse und Ausscheidungen, wie seine Zeichnung sie angiebt, ist diese Structur wohl bisher nicht beobachtet worden. Dem Wesen nach ist aber die Structur dieselbe wie bei den oben erwähnten, Nester alter Ausscheidungen führenden, holokrystallin-porphyrischen Basalten.

Es ist nicht ohne Interesse, die beschriebenen Structurformen der Basalte mit denjenigen ihrer älteren Aequivalente, der Melaphyre und der basischeren Augitporphyrite, zu vergleichen, besonders nachdem wir die Verbreitung dieser Typen bei den verschiedenen Basaltarten werden kennen gelernt haben.

Dass eine Eintheilung der Basaltgesteine nach deren Structur nicht wohl durchführbar sei, ohne gleichzeitige Inbetrachtziehung des mineralogischen Bestandes, wird von allen Autoren, welche grössere Basaltgebiete untersuchten, ziemlich übereinstimmend anerkannt. Die Gründe liegen einerseits in dem häufigen und raschen Wechsel der Structur bei constantem Mineralbestande und an ein- und demselben Vorkommen, andererseits in der Wiederkehr derselben Structurtypen bei sehr verschiedener Zusammensetzung. Die ältesten, auch auf mikroskopischen Beobachtungen fussenden, Versuche zu einer Classification rühren von Bořicky und Sandberger her.

Die Beschäftigung mit den artenreichen Basaltgesteinen Böhmens veranlasste Bořicky zur Aufstellung der Arten: 1) Melaphyrbasalte, 2) Feldspathbasalte, 3) Phonolith- und Andesitbasalte, 4) Trachybasalte und 5) Tachylytbasalte. Der grösste Theil der Phonolith- und Andesitbasalte gehört zu den hier als selbständige Gesteinsfamilie behandelten Tephriten und Basaniten. Die Abscheidung der Trachybasalte und Tachylytbasalte beruht vorwiegend auf rein geologischen Momenten; so werden die ersteren als sehr feinkörnige, dunkelgraue oder lichtschwärzlichgraue, Calcit- und zuweilen Zeolith-haltige Gesteine charakterisirt, welche als die jüngsten Glieder der böhmischen Basaltformation gangförmig in den trachytoiden Phonolithen Böhmens aufsetzen, während die Tachylytbasalte, vom Alter oder noch jünger als die Trachybasalte, durch ihre glasigen Salbänder gekennzeichnet sind. Ihre Grundmasse besteht aus einem Mikrolithengewirr, mit graulich trüber Glasbasis. So bleiben denn als selbständige Arten nur die Feldspathbasalte und die Melaphyrbasalte übrig. Diese unterscheiden sich dadurch, dass in den Feldspathbasalten, wie ihr Name ausdrücken soll, der

Feldspath entschieden herrscht; er bildet etwa zwei Drittel des ganzen Gesteins, während in den Melaphyrbasalten dieses Mineral höchstens ein Drittel des Gesteins ausmacht. Das sind allerdings zwei recht verschiedene Typen, auf deren Existenz oben mehrfach hingewiesen wurde.

Sandberger hat die Ansicht ausgesprochen, die basaltischen Gesteine lassen sich je nach dem Gehalt an Ilmenit oder Magnetit in zwei Gruppen theilen, titaneisenhaltige Basalte, für welche er den ursprünglich eine gewisse Korngrösse bezeichnenden Namen Dolerit, magnetithaltige Basalte, für welche er die Benennung Basalt schlechthin verwendet. Die Durchführbarkeit einer solchen Classification würde, abgesehen von allen praktischen Schwierigkeiten, durch das mehrfach nachgewiesene Zusammenauftreten von Ilmenit und Magnetit eine sehr fragliche sein. So hat sich denn auch Bücking, z. Th. auf Grund von Untersuchungen an denselben Vorkommnissen, auf welche sich Sandberger stützte, gegen diese Eintheilung ausgesprochen. Er fand, dass ein beträchtlicher Theil von Sandberger's Doleriten zu den olivinfreien Basalten gehöre, und wies nach, dass ein und dieselbe Decke, welche sich vom Spielberge am Nordrande des Büdinger Waldes über Wächtersbach, Udenhain und Salmünster bis in die Gegend von Marjoss erstreckt, jetzt durch die Thäler der Kinzig und Bracht in mehrere Stücke zerschnitten ist, und welche sich auch am südlichen und westlichen Abhange des Büdinger Waldes bis Breitenborn und Rinderbiegen nachweisen lässt, sich aus Dolerit Sandberger mit weiterem Fortschreiten nach W. immer mehr zu Basalt Sandberger entwickelt. Auch chemisch wies Bücking in gewissen Basalten Sandberger's einen hohen Gehalt an Titansäure nach. — Dagegen erkennt Hofmann die Gliederung in Ilmenit- und Magnetit-Basalte für das Gebiet des Plattensees an und betrachtet sie, wie oben erwähnt wurde, gewissermaassen als gleichwerthig mit einer Eintheilung in Basis- und Gipfelbasalte.

Man wird bei der ungeheuren Verbreitung der Basaltgesteine mit einiger Wahrscheinlichkeit die folgenden Arten zu unterscheiden vermögen:

1) Olivinfreie Basalte. Dieselben sind nach der Darstellung von H. Bücking, welcher sie nach der in der 1. Aufl. dieses Buches benützten Systematik wegen des Olivinmangels zum Augit-Andesit stellte, in der südlichen Rhön und in der Wetterau verbreitet. Der genannte Autor unterscheitet drei Varietäten, welche nach den Hauptverbreitungsgebieten, dem Grossen Nickus, dem

Stoppelsberge und dem Taufstein benannt werden. Das erste Vorkommniss nebst den dazu gehörigen vom Sparhofer Küppel scheint eine Decke zwischen Tuffschichten als Liegendem und rothem blasigen Basalt als Hangendem zu bilden. Das Gestein enthält in wechselnder Menge eine bald durch zahlreiche ausgeschiedene Krystallite graue, bald krystallitenfreie, braune Glasbasis mit Krystallen von Plagioklas, hellbräunlichem Augit, Magnetit, hie und da Ilmenit und Apatit. — Das zweite Vorkommniss bildet auf der Höhe des Stoppelsbergs über feinkörnigem dunklen Nephelinbasalt, welcher Tuffschichten überlagert, eine ziemlich mächtige Decke. Idiomorpher wasserheller Plagioklas herrscht unter den krystallinen Ausscheidungen und wird von gut idiomorphem, hellgrünlichbraunem Augit, Ilmenit, etwas Magnetit und Apatit begleitet. Die reichliche sehr dunkle Glasbasis dieses Gesteins gelatinirt mit Salzsäure, ebenso wie diejenige der ersten Varietät. Analoge Gesteine treten auf einem Hügel zwischen Taufstein und Sparhofer Küppel (mit spärlichem accessorischem Olivin) und am Westabhange des hohen Rain auf. — Die dritte Varietät findet sich in grösserer Verbreitung auf dem Plateau des Schwarzenberges zwischen Sparhof und Haubach, am Taufstein, hohen Rain, Königswald und im Wiesengrunde zwischen Königswald und Höllerseifig. Olivin fehlt vollständig, Plagioklas, neben welchem auch Orthoklas angegeben wird, pleochroitischer Augit, Ilmenit sind die Gemengtheile. Eine durch graue Körnchen entglaste Basis scheint bei Verwitterung grünliche Mikrolithe zu liefern. Das erste Gestein vom Grossen Nickus ist jünger als die Tuffschichten und somit gleichaltrig dem Nephelinbasalte des Stoppelsberges, über welchem erst der dunkle olivinfreie Basalt (2. Varietät) liegt. Das Gestein vom Taufstein ist das jüngste Glied. Nach Bücking sind auch die Gesteine von Rüdigheim und vom Schwarzhaupt im Mainthal olivinfreie Basalte; ebenso das mit den beiden genannten wahrscheinlich eine zusammenhängende Decke bildende Vorkommen von der Teufelskaute bei Dietesheim. Proben des letztgenannten Gesteins, welche mir vorliegen, enthalten in allgemeiner Verbreitung einen Bronzit, und sind demnach an anderer Stelle aufgeführt. — Eine sehr grosse Verbreitung haben nach den Darstellungen von Bréon, Osann und Schirlitz die olivinfreien Basalte in Island und auf den Fär-Oer; es wäre hierher auch das von Osann beschriebene Gestein mit diallagähnlichem Pyroxen zu stellen. — Auch im nördlichen Britannien, dessen basische jüngere Eruptivmassen eine grosse Verwandtschaft mit denjenigen Islands und der Fär-Oer zeigen.

scheint der olivinfreie Basalt verbreitet zu sein. Ich rechne hierher z. B. den von Teall beschriebenen Cleveland, Cockfield and Armathwaite dyke. — Hansel bespricht olivinfreie Basalte mit dunklen Flecken, welche auf resorbirten Amphibol verweisen, vom Doubrawitzer Berg bei Manetin unfern Pilsen in Böhmen. — K. von Chrustschoff fand hierher gehörige Gesteine in der Sierra Verde unfern Chihuahua in Mexico.

Die Structur dieser Gesteine ist ganz vorwiegend hypokrystallin-porphyrisch in der südlichen Rhön und in der Wetterau, ebenso wie in dem von Teall beschriebenen Ganggestein. Sie geht in letzterem öfters in typische Intersertalstructur über, und diese scheint nach den vorliegenden Beschreibungen bei den isländischen zu herrschen. Aber hier, sowie auf den Fär-Oer, ist daneben holokrystallin-porphyrische und hypidiomorph-körnige Structur vom Meissner-, seltener vom Löwenburg-Typus verbreitet. Die letztere würde dagegen in den von Judd besprochenen Vorkommnissen des westlichen Schottland, welche spärlich neben olivinhaltigen Varietäten auftreten, nicht selten sein. Es fehlen demnach anscheinend die echten hyalopilitischen Formen, welche für Augit-Andesite so charakteristisch sind, und das ist einer der Hauptgründe, welche zur Einreihung dieser Gesteine bei den Basalten nöthigten, obgleich ihre chemische Zusammensetzung z. Th. derjenigen der Augit-Andesite näher steht. Selbst da, wo bei den hypokrystallin-porphyrischen Repräsentanten dieser olivinfreien Basalte die Art der Ausbildung sich sehr angenähert hyalopilitisch entwickelt, wie z. B. in einem Gestein vom Schloss Bieberstein in der Rhön, deutet der Reichthum an opaken Trichiten und an Erzen in der Grundmasse, sowie die gelegentliche augenartige Anhäufung der Augite nach den Basalten hin. — Eine pilotaxitisch-trachytoide Structur zeigt ein olivinfreier Basalt von der Höhe über Harbach, Sect. Klein-Sassen, in der Rhön.

2) Die eigentlichen olivinhaltigen Basalte haben eine unverhältnissmässig weitere Verbreitung, als alle anderen Abarten. Sie zerlegen sich in zwei allerdings durch alle denkbaren Übergänge verbundene Formengruppen, die feldspathreichen und die feldspatharmen, also Bořicky's Feldspath- und Melaphyrbasalte. Die ersteren führen nach Mineralbestand und Structur besonders gern zu den Augit-Andesiten und zu den olivinfreien Basalten hinüber. Die letzteren verlaufen ganz allmählig in feldspathfreie Gesteine der Limburgit- und Augitit-Familien. Die weitaus verbreitetsten

Structurformen sind die holokrystallin-porphyrische in ihren verschiedenen Typen, und die intersertale. Die Beispiele für diese Gesteine sind zu zahlreich, als dass sie hier aufgeführt zu werden brauchten. Die Menge der untersuchten Vorkommnisse ist seit der 1. Aufl. dieses Buches derart angeschwollen, dass es unthunlich ist, wie damals die einzelnen Fundorte anzugeben. Die Verbreitungsgebiete ergeben sich sehr einfach aus der zu Häupten dieses Capitels angeführten Literatur.

Nach mehr als einer Richtung hin knüpft sich ein hervorragendes Interesse an die eisenführenden Basalte Grönlands, deren Kenntniss besonders durch Steenstrup's unermüdliche Nachforschungen gefördert wurde. Die hierauf bezüglichen Untersuchungen nahmen ihren Ausgang von den durch Nordenskiöld lose und in einem basaltischen Gestein bei Uifak (gewöhnlich als Ovifak geschrieben) am Blaafjeld auf der Insel Disco entdeckten, anfangs für meteorisch gehaltenen Eisenmassen. Diese und das sie führende Gestein wurden zunächst von Nauckhoff einem chemischen und mikroskopischen Studium unterworfen, zu welchem ein selbst gesammeltes und nach seinen geologischen Verhältnissen bekanntes Material vorlag. Nauckhoff glaubte das eisenführende Gestein von Uifak als ein gangförmiges Vorkommen auffassen zu sollen, während aus den Angaben von Nordenskiöld und Steenstrup dasselbe sich als ein Lager erweist. Die Hauptmasse dieses Muttergesteins des ged. Eisens hat nach Nauckhoff die Zusammensetzung eines olivinfreien Basalts mit einem accessorischen, hisingeritartigen Mineral in unregelmässig begrenzten Putzen und Körnern, welches stets gelbbraunen Troilit umschliesst, als dessen Umwandlungsproduct es angesehen wird. In diesem, kein ged. Eisen als Gemengtheil enthaltenden Gestein liegen Klumpen einer abweichenden Gebirgsart, die von der Hauptgesteinsmasse stets durch eine rostbraune Verwitterungsrinde getrennt sind. Diese Klumpen bestehen aus einem sehr feinkörnigen Gemenge von Feldspath und einem sparsam vorkommenden grünlichen Mineral, wahrscheinlich Augit, nebst Magnetit und Flittern von ged. Eisen, die sich oft zu Kugeln ballen. Das ged. Eisen zeigt beim Anätzen Widmanstätten'sche Figuren. Olivin tritt accessorisch auf, Troilit wurde nicht beobachtet, aber aus der Analyse als vorhanden angenommen. — Die rostbraune Rinde der eisenführenden Klumpen bestand aus Anorthit, der viel rothen Spinell und spärliche Eisensplitter enthielt, nebst kleinen Mengen eines grünen, augitartigen Minerals. — Eine von Törne-

BOHM wiederholte Prüfung des NAUCKHOFF'schen Materials lieferte ziemlich abweichende Resultate. Nach ihm ist die Structur des eisenführenden Lagergesteins von Uifak breccienartig durch die Verbindung von dichtem Basalt und deutlich körnigem Dolerit. Es wird angenommen, dass der Basalt Fragmente einer älteren Bildung (Dolerit) umschliesse. Sowohl im Basalt, wie im Dolerit liegen Einschlüsse eines „Anorthitfels". Das ged. Eisen findet sich nicht im Basalte, sondern nur in dessen Einschlüssen und zumal im Dolerit. Dieser letztere besteht aus Plagioklas, Augit, Olivin, Ilmenit und einer rehbraunen, an Mikrolithen oder dunklen, auch hie und da farblosen, Kügelchen reichen, glasigen Zwischenklemmungsmasse. Ausserdem finden sich, nicht im Gestein allgemein verbreitet, sondern stellenweise eingeklemmt, Gemenge von metallischem Eisen in mehreren Varietäten, Magnetkies und einem eisenreichen Silikat, welches im frischen Zustande grün und isotrop, im umgeänderten braun, radialfasrig und anisotrop ist, in beiden Zuständen aber leicht von kalter Salzsäure zersetzt wird. Diese Gemenge werden als Infiltrationen angesehen, welche die eckigen Hohlräume des etwa nach Art des Meicheser Nephelinits porösen Gesteins ausfüllten. In dem Basalt kommt kein ged. Eisen vor, wohl aber Mandeln von bis zu 2 mm Durchmesser, welche von dem eisenreichen Silikat und Magnetkies ausgefüllt werden. — Die „Anorthitfels"-Einschlüsse bestehen aus triklinem Feldspath (Anorthit nach NAUCKHOFF's Analyse) mit mehr oder weniger reichlich eingesprengtem Graphit und Körnern von Spinell. Der „Anorthit" führt oft annähernd rectanguläre, grünlichbraune Glaseinschlüsse, die ihrerseits wieder von helleren, mit Bläschen versehenen Kügelchen durchspickt sind. An dem unmittelbaren Contact von Basalt und Anorthitfels und ebenso von Dolerit und Anorthitfels tritt Graphit und Spinell auch in jenen Gesteinen auf. Zur Erklärung der Anorthitfelseinschlüsse wird angenommen, es können dieselben eingeschmolzene und veränderte Einschlüsse von vielleicht bituminösem Mergel oder Mergelschiefer sein, deren Bitumen z. Th. in die basaltischen Gesteine überdestillirt wurde und dann zur Ausscheidung von ged. Eisen aus den eisenhaltigen Lösungen beitrug, welche das Gestein durchsickerten. Wenn diese Erklärung ausreicht für die kleinen Eisenkörner im Gestein, dann meint TÖRNEBOHM annehmen zu können, dass auch die grossen Eisenmassen von Uifak in analoger Weise hätten entstehen können.

Mit TÖRNEBOHM gleichzeitig hat auch LAWRENCE SMITH die eisen-

führenden Gesteine von Uifak untersucht. Aus seinen Angaben ist etwa hervorzuheben, dass er Spinell nur untergeordnet, dagegen Korund als das herrschend vorhandene rothe Mineral in den graphitreichen Partien angiebt; der Nachweis ist ein chemischer. In allen Proben, die mir zugänglich waren, darunter Präparate von L. Smith selbst, ist das rothe Mineral durchaus isotrop und sicher Spinell. Smith hält das Uifak-Eisen ebenso für tellurischen Ursprungs wie Törnebohm. Steenstrup, welcher von vornherein und anfangs ziemlich allein den tellurischen Ursprung dieses Eisens erkannt hatte, stellte sich die Aufgabe, das nickelhaltige ged. Eisen als zweifellosen Gemengtheil normaler basaltischer Gesteine aufzusuchen, und fand dasselbe dann auch in kleinen Körnern in einem Handstück eines basaltischen Gesteins von Assuk, und einige Jahre später zunächst in losen Basaltstücken in einem alten grönländischen Grabe bei Ekaluit im Umanaks-Fjord, dann im anstehenden Gestein bei Assuk auf der Insel Disco, und ebenso an der Nordseite der Mündung des Mellemfjord auf Disco. In dem übrigens nicht zum eigentlichen Basalt, sondern zum Hypersthenbasalt gehörigen, etwa 50 Fuss mächtigen Basaltlager von Assuk ist das ged. Eisen gleichmässig verbreitet in eckigen Körnern, deren kleinste nur Bruchtheile eines Millimeters Durchmesser haben bis zu solchen von 18 auf 14 mm. Die grössern Körner sind Aggregate von kleineren und werden von Gesteinsmasse durchzogen. Auch hier wird das Eisen, welches nickelhaltig ist und auf polirter Oberfläche die Widmanstätten'schen Figuren vorzüglich schön zeigt, von Graphit und graphit-, auch spinellhaltigem Feldspath (Törnebohm's Anorthitfels, der indessen nach Steenstrup nicht von HCl angegriffen wird, also kein Anorthit ist) begleitet. Auf der von Steenstrup „Jernpynten" genannten Landzunge an der Nordseite der Mündung des Mellemfjord ist das eisenhaltige Basaltlager (es gehört ebenfalls zum Hypersthenbasalt) etwa 100 Fuss mächtig. Graphit, und grobkörnige Plagioklasnester mit Graphit und Spinell, begleiten auch hier das ged. Eisen. — Ebenso wurde ged. Eisen von Steenstrup in Gesellschaft von Graphit, Spinell und graphithaltigem Feldspath an anderen Punkten auf der Nord- und Südseite des Mellemfjord theils in dem Gesteingewebe des Basalts selbst, theils in rundlichen Mandelräumen und dann mit einem Mantel von Magnetkies aufgefunden. Diese Vorkommnisse, soweit ich dieselben durch die Güte des Herrn Steenstrup kennen zu lernen Gelegenheit hatte, gehören zum echten Basalt, wenngleich auch hier accessorisch

etwas rhombischer Pyroxen neben dem normalen Augitgemengtheil vorkommt. Die Structur dieser Basalte ist die hypokrystallin-porphyrische. Das Eisen gehört z. Th. zum kohlehaltigen, spröden Gusseisen, z. Th. zum ductilen Schmiedeeisen mit nur geringem Kohlegehalt. Steenstrup schlägt für diese Basalte die Bezeichnung Eisenbasalte vor und macht auf die weite Verbreitung des Graphits als Gemengtheil grönländischer Basalte auch dort aufmerksam, wo er nicht in erkennbarer Weise von ged. Eisen begleitet wird. In solchen Vorkommnissen (Gang bei Kook Angnertunek auf der Südseite der Insel Upernivik im Umanaksfjord, Gang bei Nuk im Waigat, Lager oberhalb Nuk im Waigat, hier mit mikroskopischem ged. Eisen, bei Nungerut unfern der Kohlengrube von Ritenbenk im Nordfjord) ist der Graphit bald gleichmässig durch das Gestein vertheilt, bald in kleinen runden Kugeln zusammengeballt. Steenstrup nennt solche Gesteine Graphitbasalt.

Als Hypersthenbasalt hat Diller eine zwischen Basalten und Andesiten stehende Gruppe bezeichnet, deren erste Repräsentanten er vom Mount Thielson in Oregon gelegentlich seiner Beobachtungen über die durch Blitzschlag gebildeten Schmelzrinden an diesem Vorkommniss beschrieb. Es sind an dunklem braunem Glase reiche, hypokrystallin-porphyrische Basalte, in denen neben Plagioklas, Olivin und Augit auch Hypersthen erster Generation vorkommt, während in der Grundmasse Plagioklas und Augit reichliche Mikrolithe bilden. Magnetit und Apatit sind in normaler Weise vorhanden. Die Structur ist angenähert hyalopilitisch, erreicht jedoch nicht eigentlich den Habitus eines Mikrolithenfilzes. Die Summe von Hypersthen und Olivin zusammen ist eine derart constante, dass mit zunehmendem Hypersthengehalt der Olivin abnimmt und umgekehrt. — Durchaus analoge Gesteine beschreiben Hague und Iddings aus Salvador in Central-America, Emmons vom Mount Pitt im südwestlichen Oregon. — Mineralogisch nahe verwandt sind die oben besprochenen eisenführenden Gesteine von Assuk und Jernpynten auf der Insel Disco. Doch ist einmal ihr porphyrischer Charakter trotz deutlich vorhandener Glasbasis nicht so prägnant in dem Gegensatz von Einsprenglingen und mikrolithischen Gebilden der Effusionsperiode ausgeprägt, und der Feldspathgehalt ist ein weit geringerer. Der rhombische Pyroxen ist fast farblos und ohne Pleochroismus, also schwerlich Hypersthen. Die Structur ist insofern eine eigenthümliche, als der Augit und der rhombische Pyroxen, welchen übrigens schon Törnebohm in dem Assuk-Gestein erkannte, gern in

chondrenähnlichen Concretionen zusammengehäuft sind. — Das Auftreten dieser Gruppe in der südlichen Rhön und an der Teufelskaute bei Dietesheim wurde bereits oben erwähnt. An letzterem Orte, sowie bei Monte vecchio in Sardinien ist die Structur nicht die hypokrystallin-porphyrische, sondern die intersertale, so dass die Gesteine genau den Palatinit-Typus der permischen Eruptivreihe des Nahethals wiederholen.

Als Quarzbasalt beschreibt Diller das jüngste Ausbruchsproduct gewisser californischer Vulkancentren, welches er besonders am „Aschenkegel" bei Snag Latte am Lassen's Peak studirte, wo es in compacter Lava und in Bomben auftritt. Einsprenglinge von Quarz, Olivin, Augit und Plagioklas liegen in einer glasreichen andesitähnlichen Grundmasse mit Augit- und Feldspathmikrolithen. Die Grundmasse enthält keinen Quarz, die Quarzeinsprenglinge bilden nicht wie die übrigen Mineralien idiomorphe Krystalle, sondern rundliche und corrodirte, oft stark zersprungene Körner, welche von einem Kranz von Augitmikrolithen und einem dunklen Glashofe umgeben sind. Trotz dieser, für fremde Einschlüsse charakteristischen, Umrandungen hält Diller an der endogenen Natur der Quarze fest, da ihre ganz gleichmässige Verbreitung durch die ganze gewaltige Gesteinsmasse eine andere Erklärung nicht zulasse. Dass die Quarze sehr alte Gemengtheile intratellurischer Provenienz seien, beweise ihr gleichförmiges Auftreten auch in den Bomben. Diller schreibt ihnen ein höheres Alter als den Olivinen zu und nimmt an, dass erst ihre Ausscheidung dem Gestein die zur Olivinbildung nöthige Basicität ertheilte. Dann mussten allerdings die Quarze sich nachher dem Gesteinsmagma gegenüber ähnlich, wie Fremdlinge verhalten. Als charakteristisch für die Quarzbasaltlava zur Zeit ihres Ausbruchs wird eine sehr hohe Viscosität angesehen, welche theils aus der Blocknatur der Lava selbst, theils aus der runden Form der losen Auswürflinge hervorgeht, die sich beim Fall nicht, wie gewöhnlich, abplatteten. — Dasselbe Gestein wurde von Diller, einem anderen vulkanischen Centrum zugehörig, am Silver Lake, 20 miles NW. von Lassen's Peak aufgefunden. — Hague giebt solche Quarzbasalte mit andesitähnlich hyalopilitischer Structur auch im Eureka District, Nevada, als verbreitet an.

Die Hornblende-Basalte bilden eine recht basische (die Kieselsäure übersteigt kaum 44 %), durch grosse und meistens stark corrodirte Einsprenglinge von basaltischer Hornblende charakterisirte Gruppe der Feldspathbasalte, welche ihre Hauptverbreitung in der

Rhön (Todtenköpfchen bei Gersfeld, Sparbrod, Alteberg bei Reinhards, Spahler Berg, Liebhards, Kirschberg bei Rasdorf, Pferdskopf, Bilstein bei Lenders) und im Westerwalde (Härtlingen, Ober-Ötzingen, Freylingen) hat, und durch Neigung zu Übergängen in Nephelintephrite ausgezeichnet ist. Ihre Structur ist fast durchweg die holokrystallin-porphyrische, ihr Feldspathgehalt gering. In Sachsen und Böhmen kommen solche Hornblendebasalte ebenfalls vor (Bockmühle bei Schluckenau, Kostenblatt). — Auf den Spaltflächen der Hornblende sind nicht selten Quarz, Carbonate oder zeolithische Substanz in dünnen Blättchen abgelagert. Zwillingsbildungen nach dem gewöhnlichen Gesetz, selten auch als Durchkreuzungszwillinge ausgebildet (Kelberg in der Eifel) kommen vor. Randliche Umwandlungen in ein Haufwerk von Magnetit und tiefbraunen Mikrolithen, die von Sommerlad und van Werveke (Spahler Berg, Sparbrod, Freylingen, Insel Palma) als Hornblende gedeutet werden, zwischen welche Gesteinsmasse und Augitmikrolithe eingemengt sind, schreiten fort bis zur vollständigen Ersetzung des Amphibols. — Auch von Weiperfelde bei Usingen im Taunus beschreibt Sommerlad einen hornblendeführenden Basalt. — Hypokrystallin-porphyrische Varietäten beschreibt Budai aus der Hargitta in Siebenbürgen. — Olivinfrei sind die hornblendeführenden Basalte von Aussig, vom Eichgraben bei Zittau und vom Unglückstein bei Walkersdorf.

Aus den hypokrystallin-porphyrischen Basalten entwickeln sich durch Abnahme der mikrolithischen Bildungen der Effusionsperiode glasreiche Arten, welche als vitrophyrische Basalte zusammengefasst werden können. Vorzügliche Repräsentanten solcher finden sich am Dolmesberg bei Mainzer Eichen unfern Darmstadt, Schiffenberg bei Giessen u. s. f., und es beschreiben sie z. B. Bücking vom Schwarzhaupt und von der Strasse zwischen Hutten und Veitsteinbach in der Rhön, Chelius von der Kühruh am Spisseroth, von der Katzenschneise und vom Steinbuckel im Gebrannten Schlag bei Traisa unfern Darmstadt, Budai aus der Hargitta, Mügge von den Azoren, Renard von der Insel Marion, von Tristan da Cunha, von Platform Island (Fernando Noronha), von Kerguelen, Stelzner vom Infernillo-Pass in der Provinz Tucuman, Argentinien, und ganz besonders Cohen von Hawaii und anderen Inseln des Grossen Oceans. Eine scharfe Grenze zwischen diesen vitrophyrischen Basalten und den an Ausscheidungen der intratellurischen und Effusionsperiode fast freien Basaltgläsern, oder Hyalobasalten, welche theils als

wenige Zoll mächtige Salbänder von Gängen, als Schlackenkrusten von Basaltströmen oder als unbedeutende Basaltlavamassen in compactem Zustande, beziehungsweise in bomben- und kugelartigen losen Massen auftreten, welche z. Th. in Tuffen eingebettet sind, ist nicht zu ziehen. Bekanntlich wurden diese Hyalobasalte früher für homogene Mineralkörper gehalten und in den Lehrbüchern der Mineralogie als Tachylyte, Hyalomelane, schlackige Augite u. dergl. m. aufgeführt. Diese Gesteinsmassen stehen zu den Basalten genau in demselben Verhältniss, wie die Pechsteine, Perlite, Obsidiane und Bimssteine zu den saureren Effusivgesteinen, und ihr weit spärlicheres Vorkommen im Vergleich zu jenen erklärt sich leicht durch die leichtere Krystallisirbarkeit und die zufolge der niederen Schmelztemperatur längere Abkühlungsperiode der basischen Eruptivmagmen. Zu den altbekannten deutschen Basaltgläsern von Bobenhausen und Gethürms bei Angerod im Vogelsberg, Sababurg in Hessen, Säsebühl bei Dransfeld und dem sogenannten blauen Pechstein von Marostica im Vicentinischen gesellen sich nun die von Judd und Cole beschriebenen Vorkommnisse der westschottischen Inseln, Beal bei Portree auf Skye, Lamlash auf Arran, Sorne Point und Gribun auf Mull und Screpidale auf der Insel Raasay. — Hierher gehörige Vorkommnisse beschreiben ferner Vélain von La Réunion (Plaine des Sables, Piton Bory) und St. Paul, Behrens als Einschlüsse in einem Conglomerat zwischen den Vorgebirgen Karang Kapitoe und Tjitiran auf Java, Wichmann von der Insel Futuna gangförmig im Korallenkalk, und in bis haselnussgrossen Fragmenten in einer Breccie. — Soweit wir chemische Kenntniss von der Natur dieser Basaltgläser besitzen, zeigen dieselben ähnlich wie die sauren Gläser einen wechselnden Wassergehalt; doch scheinen die wasserfreien und wasserarmen Gläser (Obsidian- und Bimssteingläser, wenn man will) zu herrschen; jedenfalls sind bisher keine Vorkommnisse bekannt, welche einen den sauren Pechsteingläsern entsprechenden Wassergehalt aufwiesen. Die bimssteinartig-schaumige und obsidianartig dichte Textur sind verbreitet, die perlitische Absonderung nicht gerade häufig (Marostica, westschottische Inseln, nach Judd und Cole, im Tachylyt von Slievenalargy im nördlichen Irland nach Rutley). — In der Mineralausbildung dieser vitrophyrischen Basalte und Hyalobasalte ist besonders die Neigung der Gemengtheile zu skelettartiger Entwicklung und zu Wachsthumsformen, sowie zur Aufnahme von einzelnen unverhältnissmässig grossen Glaseinschlüssen charakteristisch. Diese

Züge kehren ganz gleichmässig an den Eisenerzen, dem Olivin, dem Augit und dem Feldspath wieder. Der Feldspath tritt dabei in zweierlei Formen auf, entweder in sehr kleinen rhombischen oder anscheinend hexagonalen Tafeln nach M oder in fadendünnen Säulchen nach der Axe a, welche dann fast stets trichitisch gekrümmt, auch oft sphärolithisch aggregirt sind. Diese mikrolithischen Gebilde und Wachsthumsformen setzen sich nicht selten an die grösseren, älteren Einsprenglinge an, sobald sie eine vorherrschende Längsrichtung haben, während bei den tafelförmigen Feldspath- und Olivinmikrolithen diese Neigung nie beobachtet wurde. Ausserordentlich verbreitet sind bald tiefbraun durchsichtige, bald ganz opake, gestrickte Wachsthumsformen, welche eine sichere Deutung noch nicht zulassen. Dieselben erfüllen zumal die Basaltgläser oft fast vollständig. Fast immer ist um diese eigenthümlichen Gebilde das Basaltglas gebleicht oder doch auffallend heller gefärbt, seltener werden sie von einem dunkleren Glashofe umgeben. Die eine wie die andere Erscheinung ist wohl dadurch bedingt, dass die vollständige Erstarrung im ersten Falle eintrat, nachdem aus unmittelbarer Nähe die krystallisirbaren Moleküle an das krystallitische Gebilde angeschossen waren, im zweiten trat die Erstarrung vorher ein und so hatten sich in der Umgebung die krystallisirbaren Moleküle gehäuft, und das Glas tiefer gefärbt. — Auch die sphärolithischen Gebilde, welche für die sauren Gläser in so hohem Grade charakteristisch sind, fehlen den Basaltgläsern nicht. So beschreibt Cohen in der citirten Arbeit über Basaltgläser fast ganz sphärolithisch struirte Gesteine; und auch von der Sababurg, von Gethürms bei Angerod und Bobenhausen liegen solche vor. Die Fasern dieser sphärolithischen Gebilde, von deren chemischer Natur wir keinerlei Kenntniss haben, ordnen sich bald sehr regelmässig um einen Punkt, bald gruppiren sie sich mehr axiolithisch oder in ganz unregelmässiger Weise. Im ersten Falle erhält man bei hinreichender Dünne der Präparate oft sehr correcte Interferenzkreuze von positivem Charakter zwischen gekreuzten Nicols und in allen Fällen, wo eine Bestimmung des optischen Charakters der Fasern möglich war, entsprach die Längsaxe derselben der kleinsten Elasticität. Ob die tiefe, braune Farbe dieser Sphärolithe der Substanz derselben eigen ist, scheint mir sehr zweifelhaft. Ich möchte vielmehr glauben, dass dieselbe nur der Durchtränkung dieser Sphärokrystalle mit Glasmasse zuzuschreiben ist. Diese Glasmasse muss natürlich um so tiefer gefärbt sein, je pigmentärmer die Sphärolithsubstanz ist.

Für diese Annahme spricht auch der Umstand, dass das sphärolithenfreie Glas heller gefärbt ist und leichter durchsichtig wird, als die Sphärolithe.

Contactwirkungen der Basalte.

Die Beeinflussung der von Basalten durchbrochenen Gesteine, und besonders der Einschlüsse solcher, durch den Basalt unterscheidet sich von den Contactwirkungen der Tiefengesteine und der Diabase ganz wesentlich durch die Geringfügigkeit ihres Betrages und durch die anscheinend rein kaustische Natur derselben.

Besonders genau untersucht sind die Umwandlungen, welche Basalt im Sandstein hervorgebracht hat. Die bekanntesten Localitäten dieser Art sind wohl der Wildenstein bei Büdingen, Ober-Ellenbach in Nieder-Hessen, Rosenbühl bei Eschwege und eine Anzahl fernerer Vorkommnisse in Hessen und Thüringen, welche wesentlich von Möhl untersucht wurden (Stoppelsberg bei Hünfeld, Schwarzbiegel im nordöstlichen Habichtswald, Steinberg bei Bräuna, Baunsberg bei Cassel, Calvarienberg bei Fulda).

Der Charakter der Sandsteinmetamorphose durch Basalt liegt ganz wesentlich in zwei Umständen: die Quarzkörnchen des ursprünglichen Sandsteins sind in unmittelbarer Nähe des Basalts oft zersprungen, und an die Stelle ihres klastischen, thonigen, mergeligen oder kalkigen Cämentes ist eine amorphe Substanz, ein Glas, getreten. Das Glas, welches bald bräunliche, bald hellgraue oder grünliche Farbe hat, stellenweise auch farblos ist, lässt in den meisten Fällen eine Reihe von Devitrificationsprocessen wahrnehmen. Es bilden sich kleine, sehr scharf umgrenzte Krystalle, welche wesentlich zwei oder drei Mineralspecies angehören. Zierliche farblose Rechtecke und Sechsecke, die nur an wenigen Punkten sehr lichtgrünliche Farbe besitzen, erscheinen besonders gern in den farblosen Glaspartien. Sie haben ganz das Aussehen von Nephelin, doch kann man sich nur dem Vorgange Zirkel's anschliessen, wenn er die Natur derselben unbestimmt lässt. Sie sind jedenfalls hexagonal nach ihrem optischen Verhalten, aber ein positiver Nachweis dafür, dass sie Nephelin seien, ist bisher noch nicht erbracht worden. In den bräunlichen Glaspartien pflegen mehr lange grüne Prismen aufzutreten, welche Zirkel für Hornblende halten möchte. In Präparaten des verglasten Sandsteins vom Rosenbühl bei Eschwege, die fast ganz aus Glasmasse bestehen und nur spärliche Quarzkörnchen enthalten, liessen sich diese grünen Prismen nach

ihren Krystallwinkeln und ihrem optischen Verhalten mit Sicherheit als Augit bestimmen. — Die braunen Glasmassen sind überdiess oft erfüllt mit dunklen Globuliten, die hellen mit farblosen Mikrolithen. Gasporen finden sich in beiden allenthalben reichlich. Auch opake krystallitische und trichitische Ausscheidungen sind besonders an die braunen Glasstellen gebunden. Mit Entfernung von der Contactstelle nimmt das Glas entschieden ab und an seine Stelle treten nicht glasige, sondern mit einem Mikrolithenfilz erfüllte Stellen, bis endlich das normale Cäment vorliegt. In der unmittelbaren Berührung von Basalt und Sandstein scheint die Grenze allenthalben, wie schon Fischer beobachtete, durch Verschmelzung verwischt zu sein und die Augitmikrolithe des Basalts ziehen sich eine kurze Strecke in das zu Glas veränderte Cäment des Sandsteins hinein. Wo sich die Glasmasse in die Sprünge der Quarzkörnchen, besonders gern auch den Fugen der Flüssigkeitseinschlüsse folgend, hineinzieht, oder auch sonst in unmittelbarer Nähe der Quarzkörner beobachtet man nicht selten Aggregate von hexagonalen Täfelchen, welche überaus an Tridymit erinnern. Ein sicherer Nachweis derselben als Tridymit war bis dahin nicht möglich.

Ob der Glaskitt, welcher die Quarzkörner des Sandsteins zusammenhält, lediglich durch Schmelzung entstanden sei, ob derselbe mehr oder weniger mit dem Basaltmagma durchmengt ist, lässt sich schwer sagen. Auch die Frage, ob der ganze Vorgang besser als einfache Schmelzung oder aber als Auflösung durch das Basaltmagma aufzufassen sei, lässt sich für diese Sandstein-Contactzonen kaum entscheiden.

Bleibtreu, welcher die letztere Ansicht vertritt, fand bei dem Studium der Einschlüsse in den Basalten der Gegend von Bonn, namentlich vom Finkenberg, dass zwischen den zahlreichen Quarzkörnern eines sandreichen Thons ein grünes Glas mit grünen Fasern und zahlreichen violetten Individuen gebildet war, die er für Spinell halten möchte. Bei reinem Quarz wurden zufolge der, den Flüssigkeitseinschlusszonen nachgehenden, Auflösung diese durch secundäre Glaseinschlüsse gewissermassen ersetzt. Man möchte vermuthen, die hohe Temperatur hätte die Flüssigkeitseinschlüsse als solventia wirken lassen, wie bei den Daubrée'schen Versuchen. Randliche Neubildungen von Augit wurden gelegentlich von Quarzkryställchen derselben Entstehung begleitet, die z. Th. in winzigen Drusen aufgewachsen waren, z. Th. in die Schmelzmasse hineinragten. Das Basaltmagma selbst zeigte oft um die Einschlüsse

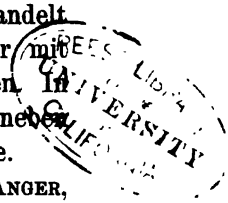
herum eine Art zonarer Anordnung der krystallinen Ausscheidungen. Dann fand sich meistens dem Einschluss zunächst Feldspath in Begleitung eines zwischen blassröthlich und dunkelgrau pleochroitischen, dem Haematit oder Ilmenit ähnlichen Minerals in hexagonalen Blättchen, darauf eine Zone, wo dieses als Eisenglanz bezeichnete Mineral herrscht, und darauf grüner Augit.

An Einschlüssen von Keupersandstein im Basalt vom Weissholz bei Lütgeneder beobachtete Möhl, dass zwischen dem eigentlichen Basalt und dem Einschluss zunächst eine wasserhelle Zone liegt, welche aus Sanidin und Glas bestehen soll, durchsprenkelt von Augitkörnern und Einklemmungen eines sphärolithisch umgewandelten Sandsteinglases. Darauf folgt nach innen scharf absetzend eine lichtgraulich weingelbe Zone eines durchaus sphärolithisch-fasrig umgewandelten Sandsteinglases mit nur spärlichem Sanidin. Der Sandstein springt buchtig in diese Zone vor und zurück: der Sandstein selbst ist indessen zu fast farblosem Glase geworden, worin die abgeschmolzenen Quarzkörner liegen. An manchen Stellen hat sich in dem farblosen Glase zwischen den Quarzkörnern Tridymit gebildet. Die Sphärolithe und die sphärolithische Contactzone gelatiniren nach Möhl's Angabe mit Salzsäure, das Buchitglas nicht.

Kalkstein-Einschlüsse in demselben Basalte sind nach Möhl zu körnigem Kalke mit Wollastonit- und Humit-Einsprenglingen geworden. — Nach Bořicky sind die Fragmente von Plänerkalk im Basalt des Poratscher Berges bei Bilin mit zahlreichen abgerundeten Quarzkörnchen durchspickt. Die Hauptmasse der Einschlüsse erweist sich als eine durch Gasporen getrübte, graulich oder gelblich weisse Masse, welche wesentlich Kalkspathsubstanz wäre. Die Quarzpartien umhüllen sporadisch graulich weisse, durch Gasporen und Staubkörner abgegrenzte rundliche Stellen, welche aus einer lockeren Anhäufung von äusserst zarten Mikrolithen bestehen. Der Basalt selbst umschliesst im unmittelbaren Contact mit dem Pläner zahlreiche „gelblichgraue, wollhäufchenähnliche Flecke, die bald Trichithäufchen, bald halbentglasten Stellen ähnlich sehen", oder stecknadelknopfgrosse Kügelchen, die theils aus strahligen Zeolithgebilden, theils aus am Rande concentrisch-schaligen, innen rhomboëdrisch spaltenden Carbonaten bestehen. — Die Plänereinschlüsse im Basalt von Bilinka lassen ebenfalls Quarzkörnchen in einem „trüben grauen Gewirr von Mikrolithen, Glaspartikeln und Bläschen" wahrnehmen. — Nach Lehmann's Mittheilungen haben die

Kalkeinschlüsse in den Laven von Mayen und Niedermendig Kohlensäure verloren und sind z. Th. zu Kalkhydrat geworden, welches auch zu neuen Moleculargruppirungen in dem Ettringit und Chalkomorphit Veranlassung gegeben hat.

Über die Einschlüsse von devonischen Schiefern und Thonen der Braunkohle in den niederrheinischen Basalten und Basaltlaven theilt Lehmann mit, dass dieselben in der Lava zu Ziegel gebrannt wurden, während sie in den Basalten oft ganz glasig umgewandelt erscheinen oder zu Basaltjaspis von porcellanartiger Natur mit grauen, braunen oder violetten, nie mit rothen Farben wurden. In der Schmelzmasse solcher thoniger Einschlüsse finden sich neben den veränderten Quarzen oft Augite, Mikrolithe und Trichite.



Von einem Basaltjaspis von Unkel am Rhein erwähnt Anger, derselbe sei aus einem feinkörnigen, grauwackeartigen Gestein dadurch entstanden, dass in Folge der Basalteinwirkung die Quarzkörnchen zerbarsten und zersprangen, während das Cäment derselben zu einem Aggregat farbloser dunkelumrandeter Körnchen glasiger Natur wurde. „Hie und da erblickt man noch striemenartige, schmutzig bräunlichgelbe Bänder mit undeutlich lamellarer Textur, entschieden die erhaltene Form und Structur des ursprünglichen Glimmers, der allerdings an den meisten Stellen gänzlich alterirt und zu glasigen Körnerhäufchen umgewandelt ist. Die glasige, körnige Masse zwischen den Quarzen ist stellenweise getränkt von dunkeln, opaken, an den Rändern verschwimmenden Partien; diese dürften ihre Entstehung dem ursprünglich anwesenden Eisenglanz verdanken."

Die Einschlüsse in den basaltischen Gesteinen geben oft Veranlassung zu einer Drusenbildung, welche mit der normalen drusigen Structur nicht verwechselt werden darf. In derartigen Hohlräumen sind oft noch Fragmente des ursprünglichen Einschlusses vorhanden, welche nie innig mit der Gesteinsmasse verwachsen sind, sondern sich mit derselben nur an wenigen Punkten berühren. Bei Quarzeinschlüssen sind diese oft von kleinen grünen Augiten umgeben, denen eine glasig erstarrte Schmelzmasse tropfenartig anhängt. — Bei granitischen, syenitischen oder gneissartigen Einschlüssen ist der Glimmer, Granat und der Oligoklas z. Th. eingeschmolzen, während Orthoklas und Quarz unverändert blieben. Die Reste des ursprünglichen Einschlusses liegen in einer Schmelzmasse, in welcher Augit, Magnetit und Eisenglanz, sowie Tridymit reichlich erscheinen. In den durch die Einschlüsse bewirkten Drusen-

räumen findet sich neben Tridymit auch Spinell, Titanit, Plagioklas und Quarz. — Für die äusserst interessanten Einzelheiten dieser schönen Beobachtungen muss ich auf die Arbeit Lehmann's selbst verweisen, der sie entnommen wurden.

Lehmann's Angaben werden durch die Untersuchungen von Trippke und v. Chrustschoff an den Einschlüssen des Striegauer Basalts, durch diejenigen von Bleibtreu an siebengebirgischen Basalten (mit Einschlüssen von Gneiss, Trachyt, Andesit u. s. f.) und von Chelius an den Basalten der Gegend von Darmstadt ergänzt und erweitert. Von besonderer Bedeutung sind zumal die Neubildungen von Quarz und die Wiederauskrystallisation von aufgelöstem Feldspath in optisch paralleler Orientirung. — Mikropegmatitbildung beobachtete Doss an eingeschmolzenem Quarzit im Basalt des Haurán-Gebirges.

Die Tuffe der Basalte.

Als Tuffe der Basalte sind hier nur solche Gesteine zusammengefasst, welche nachweislich aus losem Auswurfsmaterial basaltischer Gesteinsmassen (Aschen, Lapilli) durch spätere Cämentirung zu festen Felsarten geworden sind. Ausgeschlossen sind solche conglomeratische Gesteine von basaltischem Material, die aus der mechanischen Zerstörung fester Basaltmassen hervorgegangen sind. Soweit echte Basalttuffe mir durch Autopsie oder aus den zahlreich vorliegenden Beschreibungen von Behrens, Berwerth, Bréon, Doss, Eichstädt, Hofmann, Hussak, Penck, Renard, Schirlitz, Sommerlad, Svedmark, Vélain, Wichmann und Zirkel bekannt geworden sind, ist zu constatiren, dass Krystalltuffe ganz ausserordentlich selten zu sein scheinen. So erwähnt unter den angegebenen Autoren nur Schirlitz einen basaltischen Krystalltuff aus einem Seitenthale des Bjarnadalr auf Island, derselbe ist zusammengesetzt aus Individuen von Augit und Olivin, die von einem Zeolithcäment verkittet werden. — Die mikroskopischen Eigenschaften der aus normalen Basaltlapilli aufgebauten Basalttuffe, deren Cäment meistens durch ein Carbonat (Calcit, Aragonit) oder Limonit, seltener durch Zeolithe oder ein Mineral der Delessitfamilie, noch seltener durch Opal oder Chalcedon gebildet wird, sind, von dem Cäment abgesehen, diejenigen der compacten, vitrophyrischen Basalte.

Eine eigenthümliche Stellung nehmen jene basaltischen Tuffe ein, welche Sartorius von Waltershausen nach sicilianischen Vor-

kommnissen Palagonite genannt hat. Das Charakteristische dieser Gesteine, deren Verbreitung eine sehr weite ist, liegt darin, dass sie im reinen und ursprünglichen Zustande aus Lapilli von Basaltgläsern bestehen, in denen krystalline Ausscheidungen nur eine geringe Bedeutung haben, und welche durch ein aus der hydrochemischen Umbildung des Basaltglases selbst hervorgegangenes Cäment mannichfacher Art verkittet sind. Die erste mikroskopische Beschreibung solcher Palagonite bezog sich auf Gesteine von Island, welche nach Keilhack der älteren miocänen Basaltdecken-Formation dieser Insel (Seljadalr, Insel Vidoe bei Reikiavik) angehören, von Sicilien (Aci Castello, Aci reale, Militello), von den Galopagos-Inseln (St. James) und von Java (Djampang Kulon). Durchaus analoge Vorkommnisse wurden später durch Bréon, Penck und Schirlitz z. Th. von andern isländischen Vorkommnissen, durch Penck von mehreren Punkten Deutschlands, durch Hussak (Ban im Baranyer Comitat), durch Hofmann Szigligetberg und Leanyvar bei Battina am Plattensee), durch Eichstädt und Svedmark (Djupadal in Schonen), durch Renard (Christmas Harbour auf Kerguelen's Land), durch Vélain (Insel St. Paul und Amsterdam in der Südsee und von der Oster-Insel oder Rapa-Nui im Grossen Ocean), durch Doss (Gebel Set, östlich von Diret-et-Tulul im Hauran-Gebirge), durch Wichmann (Insel Futuna und Insel Munia), durch Zirkel (Südende der Kawsoh Mountains, Hot Springs W. von den Kawsoh Mountains, Black Rock, Basalt Ridge, O. vom Grass Cañon, Pah-tson Mountains) beschrieben. — In den Palagoniten treten zu den, die Hauptmasse bildenden Glaslapilli und ihren Umwandlungsproducten auch mehr oder weniger lose Krystalle (Augit, Olivin, Feldspath), und Bruchstücke fremder Gesteine als Bestandtheile hinzu. So bilden sich durch Zunahme der letzteren allmählige Übergänge in gewöhnliche Basalttuffe. Man nennt nur solche Gesteine, die ganz, oder doch sehr vorwiegend aus Glaslapilli und ihren Umwandlungsproducten bestehen, Palagonit oder Palagonitfels, solche dagegen, in denen diese nur noch in untergeordneter Weise vorkommen, Palagonittuffe. Durch Einschlüsse von Organismen erweisen sich manche der Palagonitfelse und Palagonittuffe als submarine Bildungen; es wäre jedoch voreilig, wollte man allen verwandten Gesteinen denselben Charakter zuschreiben. — In der folgenden Beschreibung ist nur auf die Palagonitfelse oder eigentlichen Palagonite, nicht auf die Palagonittuffe Rücksicht genommen. Dass die Palagonite z. Th. zu den olivinfreien, z. Th. zu den olivinhaltigen Basalten

gehören, geht einmal aus den in den Glaslapilli derselben ausgeschiedenen Mineralien, andererseits aus dem geologischen Verbande hervor. So erwähnt Vélain von den Vorkommnissen von St. Paul und Amsterdam direct ihre Zugehörigkeit zu olivinfreien Basalten.

Die Form der Glaslapilli (Taf. VI Fig. 4), deren chemische Zusammensetzung nach den vorliegenden Analysen von Sartorius von Waltershausen und Vélain recht genau mit derjenigen eines wasserfreien Basaltmagmas stimmt, ist rundlich, elliptisch, oder unregelmässig eckig mit oft concav bogenförmigen Durchschnitten. Ihre Dimensionen sind stets sehr geringe, und gehen wohl nur selten über die einer Erbse hinaus. — Sie sind stets mit braunen oder rothen Farben in verschiedenen Nuancen durchsichtig; dadurch dass Theilchen dieser Glasmasse in den im Palagonit vorkommenden Mineralien eingeschlossen sind, erweisen sich die letzteren als echte Ausscheidungen aus einem Gesteinsmagma, welches eben zum grössten Theile in dieser Form zur Erstarrung gelangte, und wie die Zusammensetzung des Palagonits aus Körnern darthut nicht in zusammenhängenden Lavaströmen, sondern in der Form von Aschenregen zum Ausbruch gelangte. Die Verfestigung dieser losen Aschenmassen zu dem Basalttuff, den wir Palagonitfels nennen, war ein secundärer, wahrscheinlich hydrochemischer Act, und das Cäment wurde dabei anscheinend nicht von aussen zugeführt, sondern von der überaus leicht zersetzbaren Glassubstanz der Aschentheilchen selbst geliefert. Es berühren sich nämlich die einzelnen an den meisten Localitäten lederbraunen, seltener rothen oder gelbrothen Glaskörner, welche Sartorius von Waltershausen als selbstständige Mineralspecies ansah, und Sideromelan nannte, nicht unmittelbar, sondern jedes Glaskorn (Sideromelan) ist von einem heller gefärbten auch wohl graugrünen Bande umgeben, welches nachweislich ein Umwandlungsproduct desselben ist. Diese Bänder, deren Breite in den verschiedenen Palagonitvorkommnissen je nach dem grösseren oder geringeren Betrage molekularer Umwandlung eine sehr verschiedene ist, verschwimmen in einander. Die Bandsubstanz ist z. Th. ebenfalls amorph, z. Th. ein sehr kryptokrystallines Aggregat, an welchem man gelegentlich eine radialfasrige Structur und dann auch sehr schwache Interferenzkreuze beobachten kann. Dieselbe dürfte bei verschiedenen Vorkommnissen sehr verschiedener Art sein. Bréon und Doss deuten sie z. Th. als Kieselsäure in innigem Gemenge mit Eisenhydroxyd (Island) oder

nit Aragonit (Syrien). In den mir zu Gebote stehenden Palagoniten öste sich die Bandsubstanz meistens recht leicht in Salzsäure ohne Brausen und die Lösung enthielt neben wenig Alkalien viel Kalk, Magnesia, Eisen, Thonerde und Kieselsäure. Mit dieser Bandsubtanz sind oft zeolithische farblose Mineralien, seltener Carbonate nnig durchwoben; in anderen Gesteinen erfüllen diese Substanzen ie Lücken zwischen den Hüllen der Sideromelan-Lapilli, selten rsetzen sie diese Hüllen (St. James). Ebenso selten scheint es zu ein, dass sowohl die Bandsubstanz, wie die Zeolithe und Carbonate anz fehlen, und die Sideromelan-Lapilli sich direct berühren (Basalt Ridge in den Pah-tson Mountains, Futuna).

Die Basaltglaslapilli sind bisweilen frei von allen krystallinen usscheidungen, oder sie enthalten in Mikrolithenform die wesentchsten Gemengtheile der Basalte, nämlich Olivin, Augit und meistens hr basischen Plagioklas. Hervorzuheben ist das auffallend häufige ehlen von Magnetit und anderen Eisenerzen und der sonderbare echsel in der Combination der genannten Mineralien, von denen ald Olivin und Augit, bald Olivin und Plagioklas, bald Augit und lagioklas, selten nur eine der genannten Substanzen vorhanden nd. Dieser Umstand entspricht dem früher hervorgehobenen Verältniss in den Altersbeziehungen von Augit und Feldspath in den asalten. — Eine sehr charakteristische Erscheinung der Basaltlaslapilli in den Palagoniten ist der Reichthum an Luftblasen ler Mandelräumen, die sich bis zu schlackiger Textur häufen nnen. Immer begegnet man um die Luftblasen derselben herum enselben Umwandlungserscheinungen, wie an der Peripherie der deromelan-Lapilli, und nicht selten sind die Blasenräume vollständig mit der Bandsubstanz, sowie mit Zeolithen oder Delessit füllt. — Bedeutsam ist die Beobachtung von Bréon, welcher an en grösseren Lapilli der isländischen Palagonite beobachtete, ss das Centrum derselben krystallitisch entwickelt war, während e Peripherie den normalen glasigen Habitus hatte. — Aus dem esagten geht hervor, dass die Palagonitsubstanz keine homogene t, dass vielmehr die Palagonitanalysen Bauschanalysen von Baltglas mit dessen Umwandlungsproducten und den darin ausschiedenen Mineralien darstellen.

Alle die ausgeführten Eigenthümlichkeiten der Palagonitsubanz, welche den reinsten Vorkommnissen entnommen wurden, den sich auch dort wieder, wo sich dieselbe in untergeordneter

Masse an dem Aufbau von Basalttuffen betheiligt. Vorkommnisse solcher Art wurden besonders von Penck aus dem Siegenschen vom Habichtswald, aus der Gegend von Giessen, aus Böhmen und aus der Auvergne, von Anger aus der Gegend von Gleichenberg in Steiermark beschrieben.

Palagonitreiche Conglomerate, welche mit den von Velain untersuchten der Osterinsel manches Verwandte zu haben scheinen, beschreibt Behrens von der Wijnkoopsbai und dem Merapi in Java.

III. B. g. Die Familie der Tephrite und Basanite.

Literatur.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verh. Kon. Akad. Amsterdam. 1882. XXIII.

Em. Boricky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag. 1873.

— Ein Beitrag zur Kenntniss der Trachy- und Tachylytbasalte. In „Petrographische Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens". Prag. 1874.

W. Branco, Die Vulkane des Herniker Landes bei Frosinone in Mittel-Italien. L. J. 1877. 561—589.

L. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Berlin. 1881.

— Über basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Jahrb. k. preuss. geolog. Landesanst. Berlin. 1882.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel der geologischen Specialkarte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt. 1886.

C. Doelter, Die Vulkane der Capverden und ihre Producte. Graz. 1882.

Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Stockholm. 1882.

Fr. Fouqué, Étude microscopique et analyse médiate d'une ponce du Vésuve. C. R. 12 Octobre 1874.

K. von Fritsch und W. Reiss, Geologische Beschreibung der Insel Tenerife. Winterthur. 1868.

C. W. C. Fuchs, Die Laven des Vesuvs. L. J. 1866. 667 sqq.; 1869. 42 sqq. u. 169 sqq.

— Die Veränderungen in der flüssigen und erstarrenden Lava. T. M. M. 1871. 65 sqq.

Eug. Geinitz, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. 1881. XXXV.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel. 1885.

V. Hansel, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlava vom Jahre 1878. T. M. P. M. 1879. II. 419—430.

— Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen. 1886.

S. Haughton and E. Hull, Report on the chimical, mineralogical and microscopical characters of the lava of Vesuvius from 1631 to 1868. Trans. Roy. Irish. Acad. Dublin. 1876. XXVI.

A. von Inostranzeff, Über die Mikrostructur der Vesuvlaven vom Sept. 1871, März und April 1872. T. M. M. 1872. 101—106.

E. Kalkowsky, Über den Ursprung der granitischen Gänge im Granulit in Sachsen. Z. D. G. G. 1881. XXXIII. 629.

— Der Leucitophyr vom Averner See. L. J. 1878. 727—729.

F. Klockmann, Über Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 1880. XXXII. 408—416.

Fel. Kreutz, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlaven von 1868. S. W. A. Februar 1869. LIX.

— Über Vesuvlaven von 1881 und 1883. T. M. P. M. 1884. VI. 133—150.

A. von Lasaulx, Mikroskopische Untersuchung der Vesuvlaven von 1872. L. J. 1872. 408.

J. Lorié, Bijdrage tot de Kennis der Javaansche Eruptivgesteenten. Rotterdam. 1879.

H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885 und L. J. B.-B. IV. 1886. 576.

Magnus Neef, Über seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Z. D. G. G. 1882. XXXIV. 461—500.

Gerh. vom Rath, Zwei Gesteine der Rocca Monfina. Z. D. G. G. 1873. XXV. 243.

— Ein Beitrag zur Kenntniss des Vesuvs. Z. D. G. G. 1873. XXV. 209—243.

J. Roth, Studien am Monte Somma. Abhdl. k. Akad. Wiss. Berlin. 1877.

F. Sandberger, Vorläufige Bemerkungen über den Buchonit, eine Felsart aus der Gruppe der Nephelin-Gesteine. S. B. A. Juli 1872. 203 sqq.

— Weitere Mittheilungen über Buchonit. Ibid. 1873. II.

— Über den Basalt von Naurod bei Wiesbaden und seine Einschlüsse. Jahrb. k. k. geol. R. 1883. XXXIII.

— Neue Einschlüsse im Basalt von Naurod. Verhdl. k. k. geol. R. 1884. No. 2. 17.

G. A. Sauer, Untersuchungen über phonolithische Gesteine der canarischen Inseln. Halle. 1876.

Rud. Scharitzer, Der Basalt von Ottendorf in Österreichisch-Schlesien. Jahrb. k. k. geol. R. 1882. XXXII. 471.

Al. Siegmund, Der Steinberg bei Ottendorf im Troppauer Bezirk. Ibid. 1881. XXXI. 209.

Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 263—284.

A. Stelzner, Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Cassel u. Berlin. 1885.

Giov. Strüver, Studi petrografici sul Lazio. R. Acad. dei Lincei. 1877.

P. di Tucci, Saggio di studi geologici sui peperini del Lazio. Memorie R. Accad. Lincei. 1879. 1880.

Ch. Vélain, Description géologique de la presqu'île d'Aden etc. 271.

R. D. M. Verbeek u. R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java L. J. B. B. II. 186 sqq.

J. Clifton Ward, On the comparative rock-structure of some ancient and modern volcanic rocks. Q. J. G. S. 1875. XXXI. No. 123. 388—422.

Wedding, Über die Laven des Vesuvs. Z. D. G. G. 1858. X. 375.

L. van Werveke, Beitrag zur Kenntniss der Gesteine der Insel Palma. L. J. 1879. 815—832.

— Über den Nephelin-Syenit der Foya etc. L. J. 1880. II. 180.

Mineralogische Zusammensetzung der Tephrite und Basanite.

Die hier als Tephrite und Basanite zusammengefassten Gesteine sind Glieder der neovulkanischen Effusivreihe, welche ihrem ganzen Habitus nach zu den basaltischen Felsarten gehören, in einzelnen ihrer Glieder jedoch nahe an die phonolithischen Gesteine heranstreifen, und Übergänge nicht nur nach den Basalten und Phonolithen, sondern auch nach den Nephelin- und Leucitgesteinen und endlich nach den Limburgiten und Augititen hin aufweisen. Das Gemeinschaftlich-Bestimmende für Tephrite und Basanite liegt in der Verbindung eines, zumeist recht basischen, Kalknatronfeldspaths mit Nephelin oder Leucit als wesentlicher Gemengtheile; sie unterscheiden sich dadurch, dass die Tephrite olivinfrei, die Basanite olivinhaltig sind. Der Name Tephrit (Téphrine) wurde zuerst von Delamétherie und Cordier, der Name Basanit von Alex. Brongniart gebraucht und auf sehr verschiedene, aber nur auf Effusivgesteine der neovulkanischen Reihe angewandt; unter diesen finden sich eine Anzahl von Gesteinen, welche auch nach der hier gegebenen Definition diesen Namen verdienen. K. von Fritsch und Reiss gebrauchten zuerst die Bezeichnungen Tephrit und Basanit in einer der hier gegebenen ähnlichen Bedeutung in ihrer Beschreibung der canarischen Inseln, indem sie das entscheidende Moment auf die Gegenwart von Nephelin, Haüyn und verwandte Mineralien neben Feldspath legten. Wenngleich die genannten Forscher den Tephrit und Basanit in einer nicht unwesentlich abweichenden Weise abgrenzten und ihre mineralische Zusammensetzung mehr ahnten, als thatsächlich erwiesen, so glaubte ich doch die von ihnen gewählte Bezeichnung in dem oben gegebenen, erweiterten Sinne beibehalten zu sollen, und habe mich der Nachfolge der meisten Petrographen zu erfreuen gehabt.

Die hierher gezogenen Gesteine waren früher z. Th. in ihrem Mineralbestande nicht richtig erkannt worden, z. Th. hat man trotz richtiger Bestimmung desselben die ihnen eigenthümliche Combination nicht gebührend betont. So finden sich z. B. manche derselben unter den Phonolithbasalten, Andesitbasalten, Trachybasalten, Tachylytbasalten und Plagioklasphonolithen Bořicky's, sowie unter Glimmerbasalten und gewissen Phonolith-Abtheilungen Möhl's. Auch der Buchonit Sandberger's gehört hierher.

Es verdient hervorgehoben zu werden, dass die Tephrite und Basanite in der palaeovulkanischen Gesteinsreihe kein Aequivalent

haben. Unter den Tiefengesteinen entsprechen ihnen die Theralithe. Zu den normalen Basalten nehmen die Tephrite und Basanite eine ähnliche Stellung ein, wie die Phonolithe zu den Trachyten. In der That finden sich manche bedeutsame gemeinschaftliche Züge in den Phonolithen und Tephriten, so die Neigung zur Zeolithbildung, die öfters vorkommende Haüyn- und Titanitführung, das häufige Auftreten von Amphibol und Biotit neben herrschendem Pyroxen.

Zu den wesentlichen Gemengtheilen der Tephrite und Basanite gehören neben Kalknatronfeldspath Nephelin und Leucit, allein oder sich begleitend, und Augit. Olivin ist für die Basanite charakteristisch. Apatit nebst Eisenerzen sind allenthalben vorhanden. Zirkon sehr selten. Accessorisch haben Sanidin (?), Amphibol, Biotit, Haüyn eine gewisse Bedeutung. Titanit ist auf wenige Vorkommnisse beschränkt. Melanit, Perowskit und Spinellide finden sich gelegentlich.

Der Kalknatronfeldspath ist bei allen Tephriten und Basaniten in der Grundmasse, bei sehr vielen auch als Einsprengling entwickelt. Der Grundmasse-Plagioklas bildet Leisten von geringer Breite und mit oft nur zwei, seltener mit vielen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Die Dimensionen sinken oft bis zu trichitischen Formen herab. Damit ist fast stets eine Krümmung, oft eine sphärolithische Aggregirung verbunden. Er pflegt einschlussfrei zu sein. Nach den herrschenden Auslöschungsschiefen und nach seiner Angreifbarkeit durch Säuren wird man genöthigt, in verschiedenen Vorkommnissen verschiedene Mischungen anzunehmen; doch scheinen saurere Feldspathe als Labrador nur spärlich vorzukommen. Wo die Grundmasse recht glasreich ist, da sind die Plagioklasmikrolithe gern tafelförmig nach M und dann nach der starken Schiefe der Auslöschung und der leichten Angreifbarkeit durch Salzsäure, Anorthit oder Bytownit. — Die intratellurischen Kalknatronfeldspath-Einsprenglinge sind fast stets tafelförmig nach M und gern zonar gebaut. Glaseinschlüsse in unverändertem oder schlackigem Zustande markiren nicht selten den Schalenbau. Oft sind die Krystalle gänzlich, in allen untersuchten Fällen central stark angreifbar durch Säure. Neben der herrschenden Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz kommt Lamellirung nach dem Periklingesetz nicht selten vor.

Ungestreifter Feldspath, der sich durch die Unangreifbarkeit durch Säure und die späte Periode seiner Bildung als Sanidin

mit einiger Wahrscheinlichkeit deuten lässt, tritt in der Grundmasse der Tephrite und Basanite selten, unter den Einsprenglingen wohl niemals auf. Doch giebt es in der Rhön gewisse Übergangsformen nach Phonolith hin, in denen dieses Mineral reichlicher erscheint. Es sind dann stets Gesteine mit wenig ausgeprägter oder ohne porphyrische Structur.

Der Leucit kann ebenfalls in zwei Generationen ausgebildet sein, welche sich indessen nur durch die Grösse, nicht durch die Form unterscheiden. Allenthalben zeigt er das Ikositetraëder (211), dessen Kanten und Ecken jedoch, zumal bei den Einsprenglingen, bis zur Körnerform abgerundet sein können. So lange die Bd. I S. 273 beschriebene Doppelbrechung wahrnehmbar ist, bietet die Bestimmung keine Schwierigkeit. Wo diese fehlt, hält man sich zur Bestimmung an die rundliche Form und an die central gehäuften oder peripherisch geordneten Interpositionen (Augitmikrolithe, Glas- und Schlackeneinschlüsse). So lange man kein anderes gesteinsbildendes Mineral dieser Form kennt, lässt sich gegen die Diagnose nicht viel einwenden. Zumal den sehr kleinen Leuciten fehlt die Doppelbrechung oft vollständig; doch ist die Grösse nicht das allein bestimmende Moment, da die bis zu zierlichsten Krystallskeletten herabsinkenden Leucitindividuen in den kleinen Gipfelströmen oder in den Schlackenkrusten der grossen Ergüsse des Vesuv oft noch deutliche Zwillingslamellirung zeigen, während sie den viel grösseren Leuciteinsprenglingen mancher Kaiserstühler Leucittephrite vollständig fehlt. Vielleicht liegt in dem unfrischen Zustande der letzteren Vorkommnisse die so häufige Umwandlung in Analcim vor. — Wenn eine Generation des Leucit fehlt, so ist es die ältere intratellurische.

Der Nephelin ist nur ganz ausnahmsweise als Einsprengling vorhanden, und dann idiomorph und leicht und sicher zu bestimmen. Im Allgemeinen beschränkt sich sein Vorkommen auf die Grundmasse und hier ist seine Begrenzung sehr selten eine erkennbar krystallographische. Er bildet dann unregelmässige Flecken zwischen den Feldspathen und Augiten der Grundmasse und pflegt bisweilen recht launig im Gestein vertheilt zu sein, so dass nephelinreiche und nephelinarme Partien wechseln. — Der Nachweis des Nephelins ist dann nur chemisch zu liefern; die leichte Gelatination des schwach doppelbrechenden farblosen Minerals und die dadurch ermöglichte Tinction mit Färbemitteln, der Nachweis reichlichen Natrons in der Lösung dienen zur Bestimmung. Die spätere Aus-

scheidung des Nephelins gegenüber dem Feldspath weist auf beträchtlichen Kalkgehalt dieses letzteren hin. Die relativen Mengen von Plagioklas und Nephelin schwanken sehr. Im Allgemeinen herrscht der Feldspath. — Die Zeolithisirung der Tephrite und Basanite pflegt mit dem Nephelin zu beginnen, wenn nicht Haüyn vorhanden ist. — Letzterer erscheint in directem Gegensatz zu Nephelin niemals als Grundmassegemengtheil, sondern immer nur als Einsprengling.

Der Pyroxen der Tephrite und Basanite ist ein basaltischer Augit, welcher theils grosse und scharf idiomorphe Einsprenglinge, theils einen hervorragenden Gemengtheil der Grundmasse bildet. Die Einsprenglinge haben die Formen, wie im Basalt, sind oft Zwillinge oder Viellinge nach dem Orthopinakoid, oder treten auch in knäuelartigen Gruppen auf. Zonarstructur mit wechselnder Farbe der Zonen, welche bald den Umrissen folgen, bald auf ursprüngliche Sanduhrform deuten, ist sehr verbreitet. Oft sind zweierlei, durch ihre Farbe unterschiedene Augiteinsprenglinge, grüne und rothbraune oder violette vorhanden, die sich auch durch makroskopisch verschieden vollkommene Spaltbarkeit und durch verschiedene Stärke der Dispersion, Grösse des Axenwinkels und Pleochroismus unterscheiden. Am verbreitetsten sind rothbraune bis violette Augite, denen man überhaupt in den alkalireichen und kieselsäurearmen jüngeren Eruptivgesteinen allgemein begegnet, und in denen mehrfach, zumal von Knop ein beträchtlicher Titangehalt nachgewiesen wurde. Ihr Pleochroismus ist am stärksten in der Zone (001) : (100). Immer ergab sich in der Axenebene gelb, dazu senkrecht bald roth bis rothbraun (Salto del Castellano, Kaiserstuhl) oder violett (Rothweil u. a. O. im Kaiserstuhl, böhmisches Mittelgebirge), selten grün (Vesuv, Roccamonfina, Bolsener See). — Die Augite der Grundmasse sind ebenfalls vollkommen idiomorph oder doch annähernd so und bilden kurz prismatische Individuen. Gegenüber den Einsprenglingen, die oft Magnetit, Glaseier, Biotit, seltener Flüssigkeiten (böhmisches Mittelgebirge) umschliessen, sind die Augite der Grundmassen einschlussfrei. Ihre Farbe ist öfter grau, als rothbraun. In glasreicher Grundmasse sind gegabelte und andere Wachsthumsformen häufig. — Neben dem Augit findet sich in einzelnen Vorkommnissen auch Aegirin in gelb und grün pleochroitischen Nädelchen (Tavolato); dann sind die Gesteine stets feldspath-, leucit- und nephelinreich, und die Augiteinsprenglinge haben die Eigenschaften derjenigen in den Leucitophyren.

Wo Amphibol und Biotit accessorisch vorkommen, besitzen sie die Eigenschaften, wie im Andesit, und sind fast stets von Resorptionsmänteln umgeben, die dann nicht nur den Krystallumrissen, sondern auch den eventuell vorhandenen Bruchrändern folgen.

Die Olivine haben dieselben Eigenschaften, wie in den Basalten. — Die übrigen Gemengtheile zeigen nichts Erwähnenswerthes.

Structurformen und Classification der Tephrite und Basanite.

Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung würden die Tephrite und Basanite je nach dem Vorkommen des Leucit oder des Nephelin oder dieser beiden Mineralien neben dem Plagioklas in Leucittephrite und Leucitbasanite, Nephelintephrite und Nephelinbasanite und Leucit-Nephelin-Tephrite und Leucit-Nephelin-Basanite zerlegt werden können. Jede diese Unterabtheilungen wäre dann parallel zu einer der Abtheilungen bei den Phonolithen. Mit fortschreitender Erforschung dieser Familie hat sich herausgestellt, dass die reinen Leucittephrite und ihre olivinführenden Glieder, ebenso wie die Nephelintephrite und ihre olivinführenden Verwandten einen hohen Grad von Selbständigkeit besitzen, während die auch der Zahl nach untergeordneten Gesteine dieser Familie, in denen Leucit und Nephelin neben einander auftreten, raschen und häufigen Wechsel in der relativen Menge dieser Gemengtheile besitzen, und daher vielfach in die einfacheren Formen übergehen. — Der Olivingehalt ist in dieser Familie bedeutungslos für alle anderen Eigenschaften; mit dem Eintritt dieses Minerals oder seinem Ausfall ist anscheinend keinerlei weitere Veränderung in der Zusammensetzung und in der Structur verbunden. Es ist daher der Unterschied von Tephriten und Basaniten ein rein mineralogischer, er deckt sich weder mit einem geologischen, noch mit einem petrographischen Moment. Fast ausnahmslos ist der Gehalt an Olivin ein wenig bedeutender. Es liegt in der Natur der Sache, dass seine Häufigkeit eine Abnahme des Alkaligehalts der Gesteine zur Voraussetzung hat; dem entspricht es, dass die olivinreichen Basanite stets feldspatharm sind und nur sehr selten Feldspath als Einsprengling führen.

Die normale Structur der Tephrite und Basanite, welche im folgenden nicht scharf getrennt werden sollen, ist die porphyrische, und zwar herrscht allenthalben die holokrystallin-porphyrische

Ausbildung. Die hypokrystallin-porphyrische Structur mit wechselnden Mengen einer meistens in braunen oder gelben Tönen, selten farblos durchsichtigen Basis scheint nach den bisher vorliegenden Beobachtungen besonders auf die peripherischen Theile von Strömen und Gängen beschränkt zu sein. Hier kann auch die Menge der krystallinischen Bildungen der Effusionsperiode soweit sinken, dass eine deutlich vitrophyrische Ausbildung eintritt, wie bei manchen kleinen Gipfelströmen des Vesuvs und bei vereinzelten Vorkommnissen des Kaiserstuhls. Die Basis solcher Gesteine ist wasserfrei bis wasserarm und wird meistens stark von Salzsäure schon in der Kälte angegriffen.

Die Reihenfolge der intratellurischen Ausscheidungen ist oft schwer zu verfolgen. Sicher gehören auch hier die Erze, der Apatit und der seltene Zirkon, sowie der Titanit, die Spinellide, der Perowskit, dann auch der Olivin der ältesten Periode der Gesteinsentwicklung an. Ebenso scheint die Glimmer- und Hornblendebildung, welche in den meisten Fällen nur als ein vorübergehender Zwischenfall aufzufassen ist, derjenigen der Pyroxene, Feldspathe, Leucite und Nepheline vorauszugehen. Ihre Resorption dagegen kann, wie es den Anschein hat, bis tief in die Effusionsperiode hinein andauern und ist vielfach bei der endlichen Verfestigung des Gesteins noch nicht abgeschlossen. — Dass die Augitbildung jedenfalls früher beginnt, als diejenige von Leucit und Nephelin, ergiebt sich mit Sicherheit daraus, dass in sehr vielen Fällen, wo Augit reichlich als Einsprengling vorhanden ist, Leucit und Nephelin in dieser Form fehlen. Andererseits beweist der Umstand, dass Leucit (bei dem Nephelin wurde das nie beobachtet) sich idiomorph gegen den Augit abgrenzt und als Einschluss zumal in den peripherischen Theilen desselben vorkommt, dass die Augitbildung wenigstens in die Periode der Leucitkrystallisation hinübergreift. Da nun Nephelin älter zu sein pflegt als Leucit, so muss dieses Verhältniss um so mehr auch für den Nephelin gelten. — Haüyn ist allenthalben älter als Nephelin und Leucit. — Da Augit in Haüyn, Nephelin und Leucit als Einschluss auftritt, und zwar nicht nur im Centrum, sondern auch in der Peripherie, so spricht auch das für eine lange Andauer der Augitausscheidung, ja für deren Continuität bis zum Abschluss der Krystallisation der genannten Alkalialumosilicate, wenn man nicht annehmen will, dass die peripherischen Theile erst durch Fortwachsen in der Effusionsperiode entstanden, eine Annahme, die allerdings wenigstens für Leucit und Nephelin

viel Wahrscheinliches hat. — Auch die Feldspathbildung beginnt sehr früh in der intratellurischen Periode der Tephrite und Basanite. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Anorthitausscheidung gleichzeitig mit oder noch vor der Augitkrystallisation anhebt. Analoge Verhältnisse, wie sie zwischen Leucit, Nephelin und Augit angegeben wurden, beweisen die Fortdauer der Feldspathausscheidung mit allerdings stetiger Zunahme der Acidität bis an den Schluss der intratellurischen Periode.

Diese Verhältnisse erklären es, dass in den Basaniten und Tephriten Olivin und Augit fast ausnahmslos, Feldspath überaus oft, Leucit weit seltener als Einsprengling auftreten. Dass der Nephelin in den Nephelintephriten noch seltener intratellurisch krystallisirte als der Leucit in den Leucittephriten, mag darin seinen Grund haben, dass die ersteren Gesteine fast allenthalben sehr arm an feldspathigen Gemengtheilen sind, und ausserordentlich gern in feldspatharme Basalte, Augitite und Limburgite übergehen. In den selteneren Fällen, wo Kalknatronfeldspath und Leucit einsprenglingsartig erscheinen, während der Augit fehlt, erwiesen sich die Gesteine stets sehr augitarm überhaupt, und aufmerksames Durchsuchen mehrerer Präparate liess dann oft aus vereinzelten Resten von Augiteinsprenglingen erkennen, dass intratellurische Individuen dieses Minerals während der Effusion resorbirt wurden.

Die winzigen Dimensionen der Grundmasse-Gemengtheile erschweren die Bestimmung der Altersreihenfolge in hohem Grade. Wo eine solche möglich war, liess sich das höhere Alter der Augite gegenüber den feldspathigen Gemengtheilen sicher erkennen. Dasselbe gilt für die seltenen Fälle, wo eine jüngere Generation von Olivin vorhanden war. — Die Anordnung der Grundmasse-Gemengtheile gegen einander und gegen die Einsprenglinge, ist oft eine fluidale. In erster Linie sind es die Feldspathleistchen der Grundmasse, welche die Fluidalphänomene zum Ausdruck bringen; seltener und unvollkommener geschieht es durch die Augitmikrolithe.

Structurformen, welche man bald eher als panidiomorphe, bald als hypidiomorphe charakterisiren möchte, oder welche zwischen beiden in der Mitte stehen, kommen bei Leucittephriten und Nephelintephriten vor, und entstehen offenbar durch das Verfliessen der intratellurischen und Effusionsperiode in einander. Die Sommalaven, die Leucittephrite Latiums, die Nephelintephrite von Canaria und der Rhön (Poppenhausen) liefern Beispiele hierfür. Im Allgemeinen

neigen die Leucittephrite mehr zu panidiomorph-körniger, die Nephelintephrite zu hypidiomorph-körniger Structur.

Als wichtigste Repräsentanten der Leucittephrite beziehungsweise Leucitbasanite wird man die Vesuv- und Sommalaven ansehen dürfen. Dieselben bestehen bei meistens holokrystallin- oder glasarm-hypokrystallinporphyrischer, selten vitrophyrischer Structur aus Leucit, Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit, Apatit und enthalten nur ganz selten Zirkon. Als verbreiteter accessorischer Gemengtheil ist Magnesiaglimmer (reichlicher in den Laven von 1737, 1805, 1809, 1866, 1868, 1872) zu erwähnen. Sanidin, welcher in älteren Beschreibungen oft genannt wird, dürfte, wenn überhaupt vorhanden, doch selten sein; das gleiche gilt für den Nephelin. Sodalith kommt wohl nur auf Klüften vor, nie im Gestein selbst. v. Lasaulx glaubt Granat in den Laven vom Frühjahr 1872 beobachtet zu haben. Die Leucite enthalten viel Glaseinschlüsse (dieselben sind theils braun, theils farblos in dem Erguss vom September 1871 nach Inostranzeff) und Augitmikrolithe. Die Einsprenglinge wechseln in den Laven der verschiedenen Eruptionen so, dass bald nur Olivin und Augit, bald neben diesen auch Plagioklas und Leucit vorkommen. Die Feldspathe ordnen sich, wie zuerst Vogelsang an einer Lava von Cisterna, dann auch Roth, der sie richtig als Plagioklase deutete, wahrnahm, öfters zu radialstrahligen Aggregaten, die fast das Aussehen von Leucitkörnern haben. — Die Menge des Olivin ist immer eine kleine, so dass nur wenige Ergüsse als eigentliche Basanite anzusehen sind. — Die vitrophyrischen Schlackenkrusten grösserer Ströme und die unbedeutenden Ergüsse am Gipfel und im Krater liefern das vorzüglichste Material für das Studium der mikrolithischen und Wachsthumsformen der Olivine, Augite, Plagioklase und Leucite, sowie für trichitische Formen der Eisenerze. — Fouqué erkannte zuerst mikroskopisch, dass in den Bimssteinen von Pompeji eine Glasform der Leucitlava vorliege. Er fand dieselben zusammengesetzt aus einer Glasbasis mit viel Leucitkrystallen, Sanidin mit Glaseinschlüssen, grünem Augit, brauner Hornblende, Magnetit, braunem Biotit und nicht ganz sicher bestimmtem Olivin. J. Roth fand dieselben Bimssteine, sowie solche von der Decke der Cisterna-Lava, Via Vecchia im Vallone di Pollena, Cupo dell' Olivello und Vallone Piscinale aus denselben Mineralien zusammengesetzt; nur fehlte der Amphibol und der Olivin, und er betont gegenüber der von Fouqué hervorgehobenen Einschlussfreiheit der Leucite, dass in diesem Mineral

wenn auch spärlich, Schlackeneinschlüsse vorkommen. Beide Forscher fanden keinen Plagioklas, dessen Fehlen höchst auffallend wäre. In Proben von Pompeji, die ich untersuchen konnte, waren Feldspathtäfelchen nach M reichlich vorhanden, welche nach ihrer Auslöschung und ihrem Verhalten im convergenten polarisirten Lichte zum Anorthit gehören würden.

Nach Branco's Beschreibung müssen die Laven des Hernikerlandes, besonders diejenigen des Vulkans von Pofi zu den normalen Leucittephriten mit einem kleinen und sehr ungleichmässig vertheilten Olivingehalt gerechnet werden. Die Laven der übrigen Herniker Vulkane können wegen ihres geringen Plagioklasgehaltes als Übergangsformen zu den Leucititen angesehen werden. — Kalkowsky bespricht zwei wenig mächtige Ergüsse von etwas Olivin führendem Leucittephrit, welche bei der Tenuta Maglioni am Averner See Bänke im Tuffe bilden, und nach Doelter's Angaben über den Vulkan Monte Ferru in Sardinien findet sich Leucittephrit vom Typus der Vesuvlaven am Monte di Pozzo Maggiore. — Bucca beschreibt typische Leucittephrite von der Roccamonfina (Fortinelli, Galluccio, Fontanelle und San Martino), welche Einsprenglinge von Augit, Leucit und spärlichem Kalknatronfeldspath in einer glasreichen Grundmasse aus Augit, Leucit und Plagioklas enthalten. Das Verhalten des Feldspaths, sowie die Angabe von einer hie und da kryptokrystallinen (er nennt sie mikrofelsitisch) Ausbildung der Glasbasis und spärlich vorhandenem Sanidin lassen auf höhere Acidität der Grundmasse schliessen.

Einen zweiten Typus der Leucittephrite stellen die in allen Sammlungen verbreiteten Findlinge von Tavolato an der Via Appia dar. Dieselben wurden eingehend von Strüver untersucht, welcher idente Vorkommnisse auch in Blöcken im Puzzolan zwischen Grotta ferrata und Rocca di Papa auffand. Sie sind ärmer an Augit und enthalten Einsprenglinge von Augit, Melanit (in Körnern), Leucit, Plagioklas und Sanidin nebst reichlichem Haüyn in einer meistens holokrystallinen Grundmasse aus Augit, Aegirin, Leucit und Plagioklas, welche von einem Sanidinkitt zusammengehalten werden. Wo dieser fehlt, ist meistens auch kein Aegirin erkennbar und es drängt sich ein hellgraugelbliches Glas ein. Biotit und Titanit treten accessorisch auf, und in der Grundmasse findet sich in beträchtlicher Anzahl von kleinen Kryställchen ein reguläres Mineral, welches man für Melanit oder einen Spinell wird halten müssen.

Von der Umgebung des Bolsener Sees lernte ich Leucittephrite

kennen, die sich durch das Fehlen des Plagioklas unter den Einsprenglingen und seine Spärlichkeit in der Grundmasse sehr den latinischen Leucititen nähern, während andere Handstücke derselben Gegend reichlich Plagioklas-Einsprenglinge neben solchen von Leucit und Augit führen. In der Grundmasse herrscht der Leucit stark über Feldspath. Bei dieser Ausbildungsform fehlt der Haüyn, welcher in der ersten nicht allzu vereinzelte Einsprenglinge bildet. — Dieselben haüynführenden Leucitite mit nicht unbeträchtlichem Sanidinkitt in der Grundmasse finden sich bei Cività Cattolica.

Eine höchst eigenthümliche und abweichende Form von Leucittephrit zeigt ein Handstück mit der Fundortsangabe Orvieto. Intratellurische Ausscheidungen sind Augit, Leucit und Plagioklas. In der aus saurem Plagioklas, wahrscheinlich ziemlich viel Sanidin, Augit und etwas Glas bestehenden Grundmasse fehlt der Leucit vollständig. — Die systematische Stellung der von Tucci beschriebenen latinischen Peperine lässt sich wohl noch nicht mit Sicherheit angeben.

Im Kaiserstuhl bei Freiburg im Breisgau kommen Leucittephrite und Leucitbasanite in mannichfacher Ausbildung auf beiden Seiten des bei Burkheim mündenden Thales in der Umgebung von Rothweil (am Eichberge, auf der Mondhalde, beim Kreuzle auf dem Kirchberge, am Henkelberge), spärlich auch an der St. Catharinenkapelle vor. Manche Abarten enthalten rothen Olivin unter den Einsprenglingen, andere (Kreuzle und Eichberg) führen reichlich Haüyn. Charakteristisch ist das absolute Fehlen des Biotits und der Hornblende, der Reichthum an Augit. Glasreiche Varietäten trifft man auf der Mondhalde. Aegirin kommt hie und da reichlich unter den Pyroxenbildungen der Effusionsperiode vor (Kreuzle), und ordnet sich dann gern kranzförmig um die Leucite. Nicht bestimmbar erwies sich ein oft reichlich in der Grundmasse auftretendes Mineral vom Aussehen des Titaneisenglimmers in Stäbchen und langgezogenen Blättchen, die sich gerne zu gestrickten Gruppen aggregiren. Mit brauner Farbe durchsichtig, ist es pleochroitisch zwischen braun und grün, und gehört zu den jüngsten Bildungen der Effusionsperiode. Man könnte an Cossyrit oder Verwandtes denken. Dasselbe fehlt immer, wenn eine bräunliche Basis vorhanden ist, erscheint aber, sobald die Basis farblos oder das Gestein holokrystallin-porphyrisch wird. Der unfrische Zustand, zumal auch die reichliche Entwicklung eines optisch positiven Faserzeoliths in diesen Vorkommnissen erschwert ungemein die Bestimmung des

gelegentlich darin auftretenden Nephelins. Bei der Zeolithisirung des Haüyn scheidet sich reichlich Calcit aus.

In Böhmen finden sich Leucittephrite nach Boŕicky's Darstellungen in einiger Verbreitung vor. Vorkommnisse von Sebusein, Kostenblatt und Walsch erwiesen sich nahe verwandt den Kaiserstühler Leucittephriten, doch sind sie haüynfrei und der Leucit ist meistens auf die Grundmasse beschränkt, welche fast immer holokrystallin ist.

Vitrophyrische Leucittephrite kommen nach Eichstädt bei Sandåkra in Schonen vor.

Ausserhalb Europas kennt man die Leucittephrite bisher nur von Java. Sie wurden von Lorié und Behrens am Ringgit in Ostjava, von Verbeek und Behrens am Moerio (Verbeek schreibt Moeriah) in Mitteljava beschrieben. Am letztgenannten Vulkan ist die Mannichfaltigkeit der Typen eine sehr grosse. Neben normalem Leucittephrit finden sich nephelinführende, haüynführende und sanidinhaltige Abarten.

Die Nephelintephrite und -basanite scheinen ihre mannichfaltigste und reichlichste Entwicklung auf den canarischen Inseln zu finden. Die olivinfreien Glieder dürften die herrschenden sein. Man kann einen basaltoiden und einen phonolithoiden Typus unterscheiden, von denen wieder der erstere der häufigere zu sein scheint. Dieser kommt in hypidiomorpher Structur am Salto del Castellano auf Gran Canaria mit schon für die Loupe erkennbarem Korn vor. Das Gestein, welches die reine und normale Zusammensetzung zeigt, wenn man von den häufig im Augit eingewachsenen Biotitblättchen und selteneren Amphibolsäulchen absieht, verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Prof. Salv. Calderon in Madrid. Nur durch viel feineres Korn und selbständig auftretenden Biotit, sowie durch Übergang zu porphyrischer Structur unterscheidet sich hiervon der Tephrit von einer Klippe nordöstlich von S. Andrés auf Tenerife und ein Vorkommen von La Culata auf Canaria. Alle übrigen mir bekannt gewordenen Vorkommnisse (Morro del Pico del Guanche mit viel Titaneisenglimmer, Fuente de la Cueva Blanca ebenso, Risco de la Pila, Bocca del Tauze, Morro del Cedro u. a. O.) besitzen ausgeprägt porphyrische Structur bei meistens holokrystalliner, selten hypokrystalliner und dann glasarmer Ausbildung. Die Menge des Nephelins ist selten bedeutend und somit Übergänge in Basalte, beziehungsweise Hornblendebasalte häufig. — Der phonolithoide Typus wird durch Vorkommnisse von der Punta del Sombrero (mit reichlichem

blauem Haüyn), vom Pico del Pozo de las Nieves (mit gelbem Haüyn) u. a. auf Canaria vertreten. Die Gesteine enthalten in wechselnden Mengen Amphibol und Hornblende als Einsprenglinge, daneben gern etwas Titanit. Diese Mineralien fehlen einem Vorkommen von der Fuente del Risco Blanco auf Tenerife, welches sich durch den Eintritt des krappbraunen und blauen, eventuell dem Cossyrit zuzurechnenden Minerals in der Grundmasse und das Zurücktreten des Plagioklas gegen Sanidin sehr den Phonolithen nähert. Die nahe Verwandtschaft dieser Gesteine mit den Haüyn-Andesiten (S. 687) liegt auf der Hand. Es wäre vielleicht naturgemäss, sie geradezu mit diesen zu vereinen. — Die Handstücke der besprochenen canarischen Felsarten wurden mir in liebenswürdigster Weise von Herrn Prof. K. von Fritsch verehrt.

Aus der Rhön wurden Nephelintephrite zuerst von F. Sandberger unter dem Namen Buchonit beschrieben. Dieselben stammten vom Calvarienberg bei Poppenhausen, vom Goldloch in der Nähe des Dörrenhofs und von der Abtsröder Höhe bei Gersfeld. Nach der Beschreibung Sandberger's bestehen diese Buchonite aus einem krystallinen Gemenge von Nephelin, Plagioklas, Augit, Magnetit und Apatit in geringer Menge, aus welchem sich Hornblende und Magnesiaglimmer gewöhnlich durch etwas grössere Dimensionen abheben. Spärlich findet sich accessorischer Haüyn. Gesteine, welche annähernd dieser Beschreibung entsprechen, wurden mir durch die Güte des Herrn Frantzen von einer kleinen Kuppe nordöstlich von dem Calvarienberge (sie heisst Langehansküppel) bekannt. Die Structur hat wenig oder überhaupt kaum einen porphyrischen Charakter und nähert sich der hypidiomorphen. Die stark zerfressenen Biotitfetzen sind oft zu Reihen parallel geordnet und wohl Resorptionsrelikte früherer grösserer Individuen. Sie herrschen bald gegenüber dem Amphibol, bald ist das Verhältniss umgekehrt. Augit ist nur in Mikrolithenform ausgebildet, aber reichlich vorhanden. Der farblose Untergrund, von welchem sich diese Gemengtheile abheben, besteht aus einem gleichmässig körnigen Gewebe von gestreiftem Feldspath, mehr oder weniger zeolithisirtem Nephelin und ungestreiftem Feldspath. Wo der Plagioklas und Nephelin in idiomorpher Begrenzung ausgebildet sind, erscheint der Sanidin als eine Art Kitt und ist evident der jüngste Gemengtheil. Schnitte, welche auf Haüyn zu deuten sind, finden sich im Ganzen spärlich, ebenso Titanit. Die gleiche Zusammensetzung haben Gesteine, welche, durch Handel bezogen, von der Kapelle

des Calvarienberges stammen sollen. — Proben vom Südabhang des Calvarienberges sind bei ebenfalls angenähert hypidiomorph-körniger Structur frei von Amphibol und Biotit und enthalten statt dieser Mineralien und der Augitmikrolithe grosse Individuen von grünem Augit. Sie führen ebenfalls neben zeolithisirtem Nephelin Plagioklas in subparallel geordneten Leisten und recht reichlich Sanidin. Haüyn und Titanit kommen auch hier spärlich vor. Isotrope Flecken in beiderlei Gesteinen scheinen Analcim zu sein. Diese Gesteine stehen also etwa inmitten von echten Nephelintephriten und Phonolithen. Felsarten, die mit dem Buchonit von Langehansküppel übereinstimmen, sammelte Herr Frantzen am Graskopfe bei Poppenhausen und am Stallberg bei Klein-Sassen; solche, die mit dem Gestein vom Südabhang des Calvarienberges stimmen, finden sich bei Haselstein unfern Hünfeld.

Bücking, welcher die jüngeren Eruptivgesteine der Rhön und der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald untersuchte, gliedert die Tephrite in hornblendehaltige und hornblendefreie. Zu den ersteren würde der Buchonit Sandberger's gehören. Die hornblendefreien haben hier, wie auf den canarischen Inseln, bald phonolithoiden, bald basaltoiden Habitus. Beschrieben werden Vorkommnisse vom Kleienberg und Kirschberg bei Rasdorf, Leimbach bei Eiterfeld, Rückersberg bei Hünfeld, Wieselsberg NO. Rosbach bei Hünfeld, Stoppelsberg bei Neukirchen, Burg Landeck, Löhchen bei Schenklengsfeld, Schorn NW. Dermbach. — Nephelinbasanite beschreibt derselbe Verfasser, theils hornblendeartig, theils hornblendefrei von Steinsburg bei Suhl, Horn bei Rossdorf, Hundskopf bei Salzungen, Appelsberg, zwischen Wieselsberg und Appelsberg, vom westlichen Abhang des Appelsbergs und vom Schenkelsberg bei Hünfeld, Bühlchen und Kleines Bühlchen NW. Oberbreitzbach, Trumbachsköpfchen und Pfaffenstrauch bei Schenklengsfeld, Forsthaus Leibolz bei Eitersfeld, Winterliede zwischen Steinbach und Burghaun, Kuppe S. Rotenkirchen, Lieshauk bei Maunsbach, Helleberg, Hübelsberg, Gehülfenberg, Buchwald und Dachberg bei Rasdorf, Landwehr, zwischen Spielberg und Mittelberg und W. Wiesenberg bei Geisa, Zellerkopf im Geisaer Wald, im Stöcking bei Öchsen, Eselskuppe SW. Vacha, N. Vitzerode bei Vacha, Poppenkopf. — Als Basanitoide bezeichnet Bücking Gesteine, in denen der Nephelin fehlt, welche aber eine mit Säuren gelatinirende, sehr natronreiche Basis besitzen, die den Nephelin gewissermaassen ersetzt. Solche Gesteine beschreibt er von der Stoffelskuppe bei

Rossdorf, 1500 Schritt S. Bremen O. Geisa, Hubenberg bei Buttlar, Schorn bei Dermbach, Stallberg bei Rasdorf, Mauersberg zwischen Rasdorf und Hünfeld. — Analoge Vorkommnisse unter den Tephriten möchte er als Tephritoide bezeichnen. — Zu den hornblendehaltigen Basaniten glaubt Bücking auch mit einiger Wahrscheinlichkeit die Hornblendebasalte Gutberlet's stellen zu können. Jedenfalls sind die Hornblendebasalte den Basaniten nahe verwandt, wie ja auch Sommerlad's Untersuchungen ergeben (S. 738).

Aus dem südöstlichen Vogelsberg gehört nach Sommerlad das Gestein von Gunzenau zu den normalen Nephelintephriten.

Bei den Nephelinbasaniten der Canarien und von der Rhön sinkt der Gehalt an Feldspath und Nephelin nicht selten auf sehr geringe Mengen herab, so dass die Gesteine mehr und mehr in die Limburgite hinübergreifen. Solche Übergänge liegen offenbar bei vergleichender Berücksichtigung der Angaben von Sommerlad und Sandberger bei dem überaus einschlussreichen Nephelinbasanit von Naurod bei Wiesbaden vor; Zirkel und Sommerlad konnten keinen feldspathigen Gemengtheil darin nachweisen. Sandberger fand darin spärlichen Plagioklas und local ausgeschiedenen Nephelin. Die von ihm untersuchten Proben wurden von Salzsäure unter starker Gallertbildung zersetzt, während Sommerlad kaum ein Gelatiniren beobachtete. Die Einschlüsse dieses Nephelinbasanits und die an denselben hervorgerufenen Veränderungen werden von Sandberger eingehend beschrieben. Dieselben zeigen viel Verwandtes mit den Einschlüssen der rheinischen und siebengebirgischen Basalte und deuten auf das Vorhandensein einer Gneiss- und Glimmerschieferformation unter dem Taunus. — Ähnlich schwankend scheint die Zusammensetzung des an feldspathigen Gemengtheilen armen, von Al. Siegmund als Nephelinbasalt, von R. Scharitzer als Nephelinbasanit (der Feldspath ist Anorthit) beschriebenen, biotitführenden Vorkommens aus dem Culm von Ottendorf im Troppauer Bezirke, Österreichisch-Schlesien, zu sein.

In sehr weiter Verbreitung müssen sich nach Bořicky's Beschreibungen die Nephelintephrite in Böhmen vorfinden. So dürften die weitaus meisten seiner Phonolithbasalte hier einzureihen sein. Die Vorkommnisse von Boschkowitz und vom Gänseberg bei Garditz zeigen recht nahe Verwandtschaft mit den canarischen Tephriten. Einsprenglinge von rothem Augit und randlich resorbirtem Amphibol nebst Haüyn liegen in einer holokrystallinen Grundmasse aus grünem Augit, Plagioklas und Nephelin. Magnetit ist recht reichlich, Apati

in dicken pleochroitischen Säulen vorhanden. — Auch Nephelinbasanite mit bald spärlichem, bald reichlicherem Olivingehalt, gelegentlich auch mit Haüyn und Titanit (der sog. Basalt vom Strizowitzer Berg), sind unter den böhmischen Gesteinen vorhanden.

Einen eigenartigen, weit verbreiteten Typus stellt ein von Bořicky zu seinen Trachybasalten gezähltes Gestein von Topkowitz dar. In einer an braunen Amphibolmikrolithen reichen, aus Plagioklas und Nephelin in sehr wechselnden Mengen aufgebauten, nur spärlich grünen Augit enthaltenden Grundmasse liegen neben Apatit und Magnetit grössere Einsprenglinge von pleochroitischem rothem oder violettem Augit und von Plagioklas. Daneben können Hornblende-Einsprenglinge vorkommen oder fehlen. Der Nephelingehalt sinkt gelegentlich auf Null, so dass man Gesteine, wie den Basalt von Sprendlingen, hiermit vergleichen kann. Statt Nephelin und Plagioklas, welcher stets sehr basisch ist, kann eine farblose Basis eintreten. Nach Structur und chemischer Zusammensetzung sind diese z. Th. auch olivinführenden Gesteine auffallend ähnlich den Camptoniten der Lamprophyr-Reihe. Wenn schon die Tephrite geologisch immer an die Gesellschaft von anderen Nephelin- und Leucitgesteinen, nicht eigentlich an Basalte gebunden erscheinen, so ist dieses für den genannten Typus ganz besonders der Fall. Sie finden sich ausser in Böhmen auch am Kaiserstuhl (Scheibenberg bei Sasbach, Sponeck, Neunlinden, Abhang der Katharinenkapelle gegen Kichlingsbergen mit etwas Leucit, Rinderweg zwischen Oberbergen und Kichlingsbergen glashaltig und gelegentlich mit etwas Leucit), in Canada, in der Serra de Monchique (Picota), in Brasilien u. a. O. Gewiss nicht zufällig ist die oft direct zu beobachtende Abhängigkeit von Elaeolithsyenit-Massiven. Dass diese in der Tiefe vorhanden sein werden, wo sie oberflächlich nicht sichtbar sind, geht aus mancherlei Einschlüssen dieser Gesteine hervor. Diese Gesteine scheinen Glieder einer einheitlichen geologischen Gang- und Deckenformation zu sein, welche Phonolithe, Tephrite, Nephelingesteine, Leucitgesteine und Limburgite in allen denkbaren Übergängen umschliesst, und deren gesetzmässige Beziehungen erst allmählig zu Tage treten.

Den Biotit- und Amphibol-führenden Buchoniten der Rhön stehen die böhmischen Vorkommnisse von Klein-Priesen und von Kostal sehr nahe; nur besitzen sie einen höheren und constanten Haüyngehalt. — Hansel beschrieb Nephelintephrite vom Trommelberg, Weseritzer Schlossberg, Vogelherdberg und Höllberg, Nephelinbasanite vom Radi-

scher Berg, Ziegenberg, Pollinkerberg und Chlumberg in der Gegend von Weseritz und Manetin in Böhmen. — Stelzner (L. J. B.-B. II. 1882. 419) giebt den Tölz zwischen Niemes und Gabel als Fundort an.

Nach der Beschreibung Möhl's würden Nephelintephrite auch in der Ober-Lausitz bei Schadewalde, NO. von Marklissa, und am Hainschnür bei Schasdorf, sowie am Bühlberge bei Bühl, S. von Zwickau vorkommen.

Zwischen Leucittephriten und Nephelintephriten vermittelnd steht die Mühlsteinlava von Niedermendig, deren Handstücke bald vollkommen leucitfrei, bald leucitreich sind. Neben den bekannten grossen blauen Haüynen, die ich für Fremdlinge halte, finden sich offenbar authigene mikroskopische Individuen in sehr ungleicher Vertheilung.

Unter den Glacialgeschieben der norddeutschen Tiefebene werden Nephelin-Basanite beschrieben von Haas (Kiel, Plön, Heide. Flensburg, Apenrade, Fehmarn), Geinitz (Sternberg, Zarrenthin und Rothenmoor in Mecklenburg), Neef (Heckelberg bei Eberswalde) und Klockmann (Segeberg, Eberswalde, Schwerin, Vorsfelde in Braunschweig). Es sind basaltoide Basanite mit Olivin- und Augiteinsprenglingen und mit holokrystallin-porphyrischer Structur. Mit farbloser Glasbasis voll trichitischer Ausscheidungen bespricht sie Geinitz von Satow, Mieckenhagen und Sternberg. Die Heimath dieser Geschiebe sucht man bei Sösdala unfern Möllberg, Annaklef unfern Hör, und Hagsta Bjar in Schonen. — Vitrophyrische Nephelinbasanite kommen nach Eichstädt's Darstellung, der sie Basalte nennt, bei Hästhallarne, holokrystallin-porphyrische am Bosjökloster in Schonen vor.

Neben den Camptonit-ähnlichen Tephriten treten in der Serra de Monchique (Praia do Asnado) auch normale Tephrite mit Einsprenglingen von Amphibol und Augit in allotriomorph-körniger Grundmasse aus grünem Augit, Plagioklas und Nephelin auf.

van Werveke beschreibt normale basaltoide Nephelinbasanite von der Insel Palma. Selten scheint hier Tephrit vorzukommen, welchen der genannte Verfasser haüynführend fand. Die Einsprenglinge sind Hornblende mit Resorptionsrändern, Plagioklas und nur vereinzelt Augit, welcher dagegen sehr reichlich in der Grundmasse neben Plagioklas und Nephelin auftritt. — Sauer beschreibt ein verwandtes, gleichfalls Haüyn-haltiges Gestein vom Campanario aus dem südlichen Theil der Insel Palma.

Doelter unterscheidet bei den Tephriten der Inseln des Grünen Vorgebirges phonolithänliche und basaltähnliche Formen. Die

ersteren, welche am Kamm zwischen dem Covakrater und Pico da Cruz, und am Ribeirão das Patas auf S. Antão auftreten, sind nephelinreich und enthalten neben Einsprenglingen von Augit, der oft von Biotit, selten von Amphibol begleitet wird, Haüyn in oft bedeutender Menge. Die Grundmasse besteht aus Nephelin, Plagioklas und Augit. — Die basaltoiden Formen, welche sich am Pico do Antonio im Thalkessel dos Orgãos auf S. Thiago finden, gehen in Basanite über. — Ein hornblendereiches, dem Buchonit ähnliches, Vorkommen wird von Praia auf S. Vicente erwähnt.

Auf Fernando de Noronha kommt hypidiomorpher Nephelinbasanit von normaler Zusammensetzung neben Nephelinit vor. — Stelzner beschreibt einen deckenförmig über Sandstein westlich von der Laguna Blanca bei der Puerta im Quellgebiet des Belen, Provinz Salta in Argentinien vorkommenden Nephelinbasanit.

Zu den Nephelintephriten gehören wohl auch Gesteine, welche Zirkel (Micr. Petrogr. 1876. 255—258, Auszug in Ber. d. K. sächs. Ges. d. Wiss. 1878. 236) von den Hügeln zwischen Haw's und Reed's Station am Carson River, Südende der Kawsoh Mts., von den Fortifications Peak, Col., und von Fortification Rampart, Elkhead Mts. beschreibt. Sanidin tritt reichlich auf und überwiegt gelegentlich den Plagioklas. Olivin wird ebenfalls aus einem Vorkommen angegeben.

Nach Vélain durchbricht Nephelintephrit gangförmig auf der Insel St. Paul den Liparit. Die Zusammensetzung ist sehr eigenthümlich. In einer gelblichen, mit Magnetitkörnchen und Oligoklasmikrolithen durchsäeten Basis liegen Einsprenglinge von grünem Augit, Sanidin in Karlsbader und Bavenoer Zwillingen, und reichlicher Anorthit mit Einschlüssen von Augitmikrolithen, Glaseiern und Nephelin, welch letzterer auch selbständig vorkommt. Das Gestein enthält überdiess reichlich Tridymit, der stets von einer grünlichen, serpentinähnlichen Substanz eingehüllt wird. Dieselbe löst sich in Salzsäure und wird ebenso, wie der Tridymit, für secundär gehalten.

Mügge beschreibt normalen Nephelintephrit mit Einsprenglingen von Amphibol mit Resorptionsrändern, Augit, und sehr fein zwillingsgestreiften Plagioklas aus der Umgebung des Maeruberges bei Gross-Aruscha und vom Abhang des Hochlandes von Nanja gegen die Ebene von Ngaruka im Massai-Lande, Südostafrika. Das Gestein enthält etwas Titanit. — Nephelinbasanit wurde in Geschieben in der Ebene von Aruscha angetroffen.

III. B. h. Die Familie der Leucit-Gesteine.

Literatur.

H. Behrens, Die Gesteine der Vulkane von Java. Natuurk. Verh. Kon. Akad. Amsterdam 1887. XXIII.

Em. Boricky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag. 1873. (Arbeiten der geolog. Abtheilung der Landesdurchforschung Böhmens. Th. II.

Lor. Bucca, Il monte di Roccamonfina. Boll. Com. geol. Roma. 1886. No. 7 u. 8.

C. Chelius, Erläuterungen zu Section Messel der geolog. Specialkarte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt. 1886.

C. Doelter, Die Produkte des Vulkans Monte Ferru auf Sardinien. Denkschr. k. Akad. Wiss. Wien. 1878. XXXIX.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz. 1882.

E. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. S. W. A. LXXVII. April 1878.

H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelsgebirges. XIV. Bericht des Offenbacher Ver. f. Naturkunde. 1874.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. K. Leop.-Carol. Deutschen Akad. d. Naturf. Dresden. 1883. XXXVI. 4.

— Einige neu aufgefundene Haüynbasalte. L. J. 1874. 687 sqq.

A. Sauer, Erläuterungen zu Sectionen Kupferberg und Wiesenthal der geol. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1882 u. 1884.

Fr. Schalch, Erläuterungen zu Section Johanngeorgenstadt der geol. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

H. Sommerlad, Über Nephelin- und Leucitbasalt im Vogelsberg. L. J. 1884. II. 221.

Gio. Strüver, Studi petrografici sul Lazio. Memorie R. Accad. Lincei. Roma. 1877.

R. D. M. Verbeek und R. Fennema, Neue geologische Entdeckungen auf Java. L. J. B.-B. II. 1882. 169 sqq.

Ferd. Zirkel, Über die mikroskopische Structur der Leucite und die Zusammensetzung leucitführender Gesteine. Z. D. G. G. 1868. XX. 97 sqq.

— Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn. 1870.

— Leucitbasalt von Gunung Bantal Soesoem auf der Insel Bawean bei Java. L. J. 1875. 175.

— Der Haüynophyr vom Vultur bei Melfi. L. J. 1870. 818—822.

— Basalt vom Hamberg bei Bühne. L. J. 1872. 4.

— Leucitgesteine im Erzgebirge. Pogg. Ann. 1869. CXXXVI. 544.

Mineralogische Zusammensetzung der Leucitgesteine.

Unter der Bezeichnung Leucitgesteine sind hier alle diejenigen Glieder der neovulkanischen Ergussgesteinsreihe zusammengefasst worden, welche neben Leucit keinen Feldspath als wesentlichen Gemengtheil enthalten. Die Combination des Leucit mit Sanidin als wesentlichem Gemengtheil würde ein Gestein in die Phonolithfamilie, diejenige mit Plagioklas in die Tephritfamilie verweisen. Nach beiden Familien hin zeigen die Leucitgesteine durch accessorischen Eintritt von Sanidin oder Plagioklas Übergänge. Sehr häufig gesellt sich zum Leucit Nephelin und bedingt durch allmähliges Überwuchern des Leucit Zwischenformen und Übergänge in die nächstfolgende Familie der Nephelingesteine. Solche Übergänge sind mehrfach an einem und demselben Erguss von Hussak (Eifellaven), im Erzgebirge von Sauer u. A. constatirt worden.

Mit dem Leucit ist allenthalben ein basaltischer Augit in meistens bedeutender Quantität als wesentlicher Gemengtheil verbunden. Der Augit wird oft begleitet, aber nie vertreten von Biotit; die Begleitung durch Hornblende ist weit seltener. Biotit wie Hornblende haben tiefbraune bis braunrothe Farben im durchfallenden Licht, und zeigen fast durchweg eine vorgeschrittene randliche Absorption, wobei sie sich mit einem Kranz von Magnetit und Augit umgeben, ähnlich wie in den Tephriten, Basalten, Andesiten, Phonolithen u. s. w. Der Biotit wird dabei oft auffallend spröde und erhält den Habitus des Rubellan. — An Eisenerz (Magnetit und Ilmenit, letzterer oft in der braun durchscheinenden Form des Titaneisenglimmers) sind die Leucitgesteine bald sehr reich (Leucitbasalte), bald recht arm (Leucitite). — Nach dem vorhandenen oder fehlenden Gehalt an Olivin sind die Leucitgesteine hier in Leucitbasalte und Leucitite eingetheilt worden. — Apatit hat in allgemeiner Verbreitung dieselben Eigenschaften wie in den Basalten. — Als accessorische Mineralien treten Melilith, Granat (Melanit), Haüyn, Titanit, Chromit und Perowskit nicht gerade selten, in manchen Vorkommnissen constant und reichlich auf.

Die Leucitgesteine, deren Zugehörigkeit zu der neovulkanischen Gesteinsreihe in manchen Vorkommnissen allerdings nur durch Analogieschluss erwiesen werden kann, an einer Localität (Poços de Caldas in Brasilien) wenigstens recht zweifelhaft ist, haben bis jetzt nirgends mit voller Sicherheit Aequivalente in der palaeovulkanischen Ergussgesteinsreihe erkennen lassen. — Mit Sicherheit lässt

sich nach dem heutigen Standpunkt unserer Erfahrungen das Fehlen der Leucitgesteine unter den Tiefengesteinen constatiren. Die Leucitgesteine schliessen sich eng mit den Tephriten, Nephelingesteinen und Limburgiten zu einer nur an wenigen Orten vollständigen, öfters nur in einzelnen Gliedern entwickelten basaltischen Formation zusammen.

Für die Eigenthümlichkeiten der Gemengtheile der Leucitgesteine kann zumeist auf früheres verwiesen werden. — So erscheint der Leucit genau in denselben Formen und mit denselben Charakteren, wie in den Tephriten. Die winzigen Dimensionen desselben erschweren auch hier die unanfechtbare Bestimmung in hohem Grade. Bořicky schlug für die Gesteine mit solchen nur nach der Form der Durchschnitte und der Anordnung der Einschlüsse bestimmten Leuciten die Bezeichnung Leucitoïdbasalte vor. — Der accessorisch neben Leucit auftretende Nephelin scheint durchweg der Grundmasse anzugehören und ist ident mit dem Nephelin der Tephrite. — Der Augit bildet Einsprenglinge, welche sich wie bei den Tephriten nicht selten als zweierlei Arten nach Vollkommenheit der Spaltung, Pleochroismus und Dispersion erkennen lassen. Die Augite der Grundmasse sind nie pleochroitisch und zumeist grau gefärbt, dabei z. Th. recht scharf idiomorph, z. Th. in wenig vollkommenen Individuen ausgebildet. In Leucititen der Roccamonfina fand Bucca die Augite älterer Generation mit den Eigenschaften der Leucitophyraugite ausgebildet. Aegirin wurde bisher in keinem Leucitgestein nachgewiesen. — Der Hauyn, Melanit, Titanit und Perowskit sind intratellurischen Alters und bildeten sich unmittelbar nach den Erzen. Zirkon ist äusserst selten und kann oft als durchaus fehlend bezeichnet werden. — Der Melilith tritt in zweierlei Formen auf, einmal in allotriomorphen, nach der Hauptaxe kurzsäulenförmigen Krystalloiden, dann aber auch in der Tafelform des Humboldtilith und in diesem Falle meistens gut idiomorph. Er pflegt merkwürdigerweise jünger zu sein als der Leucit. Die Menge desselben vergrössert sich anscheinend auf Kosten des Augit. Wo er jünger ist als Leucit, gehört er offenbar der Effusionsperiode an, und vertritt den Augit dieser. — Sanidin ist in manchen Gesteinen in Form eines Kitts für die übrigen Gemengtheile sehr junger Bildung. — Die Altersverhältnisse sind im Übrigen die gleichen wie bei den Gemengtheilen der Tephrite.

Structur und Classification der Leucitgesteine.

Die beiden Abtheilungen der Leucitgesteine, die olivinfreien Leucitite und die olivinhaltigen Leucitbasalte sind nicht nur durch das Vorhandensein oder Fehlen des Olivin unterschieden. Vielmehr sind die typischen Leucitite gegenüber den typischen Leucitbasalten durch einen weit geringeren Gehalt an Erzen und an Augit charakterisirt, und es scheint, als wenn auch structurelle Unterschiede nachweisbar wären, wenngleich bei der noch wenig ausgedehnten Kenntniss, die wir von Leucitgesteinen besitzen, sich nicht mit Sicherheit auf die Constanz solcher Unterschiede rechnen lässt. Man wird soviel sagen können, dass die Leucitbasalte keine Einsprenglinge von Leucit, sondern von Olivin und Augit und nur ausnahmsweise enthalten und dass sie allenthalben eine deutliche und ausgesprochene porphyrische Structur besitzen. Bei den Leucititen dagegen kommen neben zwei Generationen von Augit öfters auch zwei Generationen von Leucit vor und durch Ineinanderfliessen der intratellurischen und der Effusionsperiode entwickeln sich bei ihnen Übergänge in hypidiomorphe oder panidiomorphe Structurformen.

Bei den Leucititen kann man einen leucitreichen und einen leucitarmen Typus unterscheiden. Als den Repräsentanten der ersteren kann man die Laven des Albaner Gebirges und der Gegend von Rom betrachten. Proben dieser Gesteine sind zumal von dem am Denkmal der Caecilia Metella (Capo di Bove) an der Via Appia endenden Strome wegen der auf Drusen und Klüften aufgewachsenen Melilithe, Nepheline, Apatite und Augite in allen Sammlungen verbreitet. Charakteristisch für diese Gesteine ist neben dem stark herrschenden Leucitgehalt ein sehr schwankender, aber nie grosser Gehalt an Nephelin in angenähert idiomorphen Individuen, an Sanidin, der ebenfalls in sehr wechselnder Menge als Kitt für die übrigen Gemengtheile auftritt, und an Melilith. Olivin ist sehr selten (Colle dei Cypressi). Der Melilith verdrängt den Augit gelegentlich nahezu vollständig (Colle del' Eremita). Magnesiaglimmer in allotriomorphen Fetzen ist allgemein verbreitet. Die Structur ist panidiomorph bis hypidiomorph körnig, selten durch eine ältere, streng idiomorphe Augitgeneration neben einer älteren Ausscheidung von Leucit ausgesprochen porphyrisch (Fontana di Papa). — In den Sperone genannten, zum Leucitit gehörigen Laven der Umgebung Roms kommt nach Strüver Granat oft in

beträchtlichen Mengen, Olivin und Haüyn nur vereinzelt und spärlich vor.

Durch einen geringen Gehalt an einem sauren Plagioklas, welcher jünger ist als der Leucit, gehen Vorkommnisse von Santa Maria di Galera bei Bracciano und von Sorano, Prov. Grosseto, in Leucittephrite über. — Ein spärlicher Gehalt an farblosem Glase charakterisirt die von Bucca beschriebenen Leucitite der Roccamonfina aus der Gegend von Venafro, Colle Friello, Acquamara am Garigliano, Sant' Antonio und Vezzara, Teano u. a.

Hierher dürfte auch der von Zirkel beschriebene Leucitit von der Leucite Hills NW. vom Point of Rocks, Wyoming, in den Vereinigten Staaten, der von Verbeek und Fennema entdeckte Leucitit vom Vulkan Moeriah in Centraljava und der von Behrens nachgewiesene, noseanreiche Leucitit vom Ringgit in Ostjava gehören.

Einen augitreichen Leucitittypus repräsentiren gewisse Vorkommnisse des Kaiserstuhls aus der Umgebung von Rothweil, wo sie in naher geologischer Verknüpfung mit Leucittephriten auftreten. Es sind haüynreiche, durch Augit ausgesprochen porphyrische Gesteine von holokrystalliner Structur. — Derselbe Typus findet sich in der Eifel in der Lava zwischen Dockweiler und Dreis haüynfrei, und bei Tichlowitz in Böhmen amphibolhaltig. Sonst fehlte der Amphibol den Leucititen durchweg. — In Brasilien kommt dieser Typus, den man am besten als olivinfreien Leucitbasalt charakterisiren könnte, in Verknüpfung mit Elaeolithsyenit in der Serra dos Poços de Caldas, Prov. Minas vor.

Nach Doelter kämen auf der Insel S. Antão in der Gruppe des Grünen Vorgebirges am Topo da Coroa und am Krater des Sideirão der leucitreiche Typus (mit blauem Haüyn, der bis zu 33% des Gesteins bildet, etwas accessorischem Plagioklas und Titanit. Nephelin und Glasbasis) und der leucitarme vor.

Nach der Beschreibung Zirkel's stehen den Leucititen einige Vorkommnisse aus dem Erzgebirge sehr nahe; so das Gestein vom Seeberg bei Kaaden an der Eger und ein solches von Johanngeorgenstadt. Sie ähneln den Leucititen darin, dass der Olivin fehlt, weichen von demselben aber dadurch ab, dass der Augit ganz oder nahezu ganz durch Hornblende vertreten wird. Überdiess enthalten sie etwas Nephelin und stellenweise viel Granat. — Schalch beschreibt einen Leucitit in zerstreuten Blöcken bei Todtenbach, Sect. Johanngeorgenstadt in Sachsen.

Die wohl immer sehr feinkörnigen, dabei typisch porphyrisch

struirten Leucitbasalte sind an vielen Localitäten durch einen zunehmenden Nephelingehalt eng mit den Nephelinbasalten verbunden, so dass nicht selten dasselbe Gestein von einem Forscher zum Leucit-, von einem andern zum Nephelinbasalt gerechnet wird. So sehr auch dieser Umstand, wie schon J. Roth hervorhob, die Abtrennung der beiden Familien erschwert, so wenig kann er zu einer Vereinigung der in den typischen Formen doch meistens streng geschiedenen Familien berechtigen.

Es ist Zirkel's Verdienst, die Verbreitung der Leucitbasalte zuerst unter den Laven der Eifel und der Umgebung des Laacher Sees nachgewiesen zu haben. So stellte er hierher die Gesteine von Uedersdorf, Wehrbusch bei Daun, Kopp bei Birresborn an der Kyll, Gerolstein, vom Bausenberg, vom Forstberg, vom Veitskopf, vom Difelder Stein bei Wehr, aus den Brüchen zwischen Bürresheim und St. Johann und zwischen dem Hochsommer und St. Johann, vom Kunkelkopf, vom Fornicher Kopf bei Brohl, von Glees, vom Krufter Humerich, vom Kappesstein oberhalb Plaidt, vom Felsen Tauber im Brohlthal, vom Camillenberg, Strom nach Bassenheim. — Hussak fügte hinzu die Gesteine vom Feuerberg, Kyllerskopf, Gossberg bei Walsdorf, Strohn, Steinrausch, Roderkopf bei Oberbettingen, Schalkenmehren und Bongsberg. Er wies den Melilith in den Gesteinen von Bongsberg, Felsberg, Buch bei Hillesheim u. a., den Haüyn, welchen auch Zirkel bereits beobachtet hatte, in den Gesteinen von Firmerich und vom Scharteberg, den Melanit am Bosenberg, den Perowskit am Scharteberg und in mehreren Laacher Leucitbasalten nach. Diese Gesteine haben stets Einsprenglinge von Olivin und Augit, oft von Biotit und eine, im Ganzen selten glashaltige Grundmasse, in welcher neben herrschendem Augit Leucit stets, Nephelin oft, daneben Sanidin nicht selten in kleinen Mengen als Kitt vorkommt. Der schon von Zirkel mehrfach angegebene Plagioklas bedingt Übergänge in Leucitbasanit. — Der Biotit ist oft in ein Gemenge einer feldspathartigen Substanz mit Magnetit und einem chokolade- bis krappbraun durchsichtigen Mineral umgewandelt, welches vielleicht dem Cossyrit nahe steht.

In Hessen gehören zu den Leucitbasalten die Gesteine von Uffeln bei Cassel mit accessorischem Haüyn (nach Zirkel), das vom Erzeberg bei Ballhorn (mit deutlicher Basis), Breitelohe bei Besse und Junkerskopf bei Metze im Habichtswald (nach Möhl); ebenso gehört ein Theil der Möhl'schen Haüynbasalte hierher, so Möncheberg bei Cassel, Falkenhecke bei Grossenritte im Habichtswald,

von der Warburger Börde zwischen Desenberg und Hof Daseburg (alle mit accessorischem Haüyn in reichlicher Menge). Die drei letztgenannten Vorkommnisse sind stellenweise so leucitarm, dass sie dem Limburgit zugerechnet werden können. — Diesem Typus schliesst sich in gewissem Sinne ein von Chelius beschriebener Haüyn- und Amphibol-reicher Leucitbasalt an, welcher in losen Blöcken in den Sandgruben am Ostrande des Häsengebirges, Sect. Messel, Hessen-Darmstadt, vorkommt.

Im südlichen Deutschland gehören hierher das durch seine schönen Sandstein-Contactmetamorphosen bekannte Gestein vom Ötzberg bei Hering in Hessen-Darmstadt, und aus dem Kaiserstuhl ein durch rothen Olivin und zweierlei Augiteinsprenglinge ausgezeichnetes Gestein vom Vormberg bei Ihringen. Bald als Leucitbasalt mit reichlichem Nephelin, bald als Nephelinbasalt ist ein Gestein aus der Haggasse bei Oberschaffhausen ausgebildet.

Aus dem Vogelsberg beschreibt Sommerlad einen Leucitbasalt vom Gipfel des Eckmannshain (Köppel) bei Ulrichstein. Er enthält Nephelin und Biotit. — Der von Zirkel zuerst beschriebene Leucitbasalt von Schackau in der Rhön kann nach Bücking nicht von dort stammen. Die Rhön führt keine Leucitgesteine. — Nach Bornemann gehört das von Zirkel als Leucitbasalt bestimmte Gestein von der Stoffelskuppe bei Eisenach zum Limburgit.

In einiger Verbreitung entdeckte Zirkel die Leucitbasalte im Erzgebirge, wo sie überdiess oft Melilith und Magnesiaglimmer führen. Dahin sind zu zählen die Vorkommnisse vom Schlossfelsen von Stolpen, von der Geisinger Kuppe bei Altenberg, vom Pöhlberge bei Annaberg. Weitere sächsische Leucitbasalte beschrieb Möhl von Wilisch bei Hermsdorf, Staatswald bei Wittigsthal, Hutberg bei Schönau (mit Glimmer) und Hutberg bei Leuba. — Sauer bespricht Leucitbasalte vom Hassberge, vom grossen, kleinen und mittleren Spitzberge bei Kupferberg im Erzgebirge. Der Leucitbasalt vom Hassberge umschliesst Fragmente von grobflaserigem Gneiss, dessen Biotit in eine schwarzbraune, amorphe, glasartige Masse umgewandelt ist, während der Feldspath bis zur Undurchsichtigkeit getrübt und der Quarz stark rissig geworden ist. Die Gesteine sind nephelinführend und enthalten accessorisch Haüyn, Perowskit, Melilith, Amphibol und Biotit. — Nach demselben Verfasser enthält ein Leucitbasalt vom Kaffberge, NW. von Goldenhöhe, Sect. Wiesenthal, nussgrosse Ausscheidungen von Augit, Magnetit und Titanit und Einschlüsse von Granit.

Aus der preussischen Ober-Lausitz zählt Möhl zu den Leucitbasalten die Vorkommnisse vom Heiligen Grab bei Görlitz (mit braunem Glase), vom hinteren Jauernicker Berg (ebenso), vom Spitzberg bei Deutsch-Paulsdorf (ebenso), vom Wachberge bei Marklissa (ebenso), vom Grunaer Berge (mit Nephelin) und vom Knappberge bei Marklissa.

Aus Böhmen beschrieb schon Zirkel die Leucitbasalte vom östlichen Abhang des Milleschauer und von Boreslau, letzteren mit accessorischem Amphibol und mit schwach graulichgelbem Glase. — Sehr umfassende Untersuchungen machte Bořicky an den tertiären Leucitgesteinen Böhmens, auf Grund deren er sie in Leucitoïdbasalte, Peperinbasalte und Leucitophyre (im Sinne von Leucitbasalte) eintheilte. Die erste und dritte seiner Gruppen werden nach dem Korne des Gemenges in feinkörnige und krystallinisch dichte, resp. körnige, feinkörnige und krystallinisch dichte weiter geschieden. Unter den Peperinbasalten versteht er die durch ihre grossen Augit- und Hornblende-Krystalle bekannten Tuffgesteine, die er als ursprüngliche Schlammausbrüche ansieht. Zu den Leucitoïdbasalten werden gezählt die Gesteine vom Bergrücken zwischen Turtsch und Duppau, zwischen Duppau und Dürmaul (mit Amphibol, Nephelin und Biotit), vom Berge Oblik bei Laun, vom Charvatberge ebendaselbst, Liskaberg bei Liebshausen, Schabberg bei Saaz, Chlumberg bei Mecholup (mit Plagioklas), Burberg bei Kaaden, Kundratic, Hohe Schafberg, Blatzen, Rinayer Berg bei Hirschberg, Sudka bei Kleinskal, Hutberg bei Petersdorf, Mühlberg bei Liebshausen, Vostryberg bei Rothaujezd (mit viel Nephelin, mit Amphibol und Biotit), Zinkenstein bei Liebschitz, Dobrawitzer Hügel bei Teplitz, zwischen Blankenstein und Schickelmühle, Maschau, Giershübel bei Buchau, Hohe Triebe bei Duppau, Schönwald bei Ellbogen, Schäferberg bei Schreckenstein, nordöstlicher Fuss des Kreuzberges bei Leitmeritz, Kamnitzer Berg bei Reichstadt, Ladeberg bei Seifersdorf, Grosser Hirschstein bei Schwabitz, östlicher Fuss des Ronbergs bei Grabern, Humprechtsberg bei Sobotka, Hirschberg bei Kroh, Grosshorker Steinbruch bei Hühnerwasser, Kukunella bei Franzensthal und Kácov bei Sichrov. — Zu den stets nephelinführenden Peperinbasalten gehören nach Bořicky die Vorkommnisse von Kostenblatt, Lucov und Wolfsberg bei Cernosin. — Als Leucitbasalte mit deutlich krystallisirtem Leucit werden die Erzgebirgischen Vorkommnisse beschrieben; ferner die Gesteine von Paskapola (mit Nephelin, Amphibol und Biotit), Zahor (mit

Amphibol und Biotit), Donnersberg bei Mileschau, Mileschauer Berg. Klotzberg, SW. vom Donnersberge, vom westlichen Fuss des Kletschner Berges, Bilinka (mit Amphibol und Diallag), Horenzer Berg bei Kosel, Dollanken bei Podersam, zwischen Waltsch und Lubigau. vom westlichen Abhang des Cebisberges gegenüber Turtsch, zwischen Wartha und Votsch, Schreckenstein, Bleschner Berg und Tirschiner Berg. — Stelzner (L. J. B.-B. II. 1882. 420) nennt den Ladeberg bei Seifersdorf NO. Wartenberg, und den grossen Hirschstein S. Wartenberg.

Nach Doelter finden sich Leucitbasalte spärlich unter den Laven des Monte Ferru, reichlich unter denen der kleinen Vulkane von Pozzo Maggiore in Sardinien vor.

Einen schon von Vogelsang erkannten Leucitbasalt (das erste aussereuropäische Vorkommen von Leucit überhaupt) von Gunung Bantal Susum auf der Insel Bawean bei Java beschrieb Zirkel. Derselbe ist frei von Nephelin und Haüyn. — Mit anderen leucitführenden Gesteinen kommen Leucitbasalte nach Verbeek und Fennema auch am Moeriah, nach Behrens am Ringgit auf der Insel Java vor.

Die Wirkungen, welche Leucitbasalte auf die von ihnen durchbrochenen Gesteine und deren von ihnen eingehüllte Fragmente ausübten, und wovon besonders die Vorkommnisse vom Ötzberg bei Hering und aus dem Erzgebirge Beispiele liefern, sind nach Grad und Art durchaus identisch mit den Einwirkungen der Feldspathbasalte.

Die aus sehr schaumigen, leucitreichen Lapilli, welche durch Zeolithe verkittet sind, bestehenden Tuffe der Leucitite Roms wurden von Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 536 sqq.) beschrieben. und mit dem sehr ähnlichen Tuff der Leucitophyre der Gegend von Rieden unfern des Laacher Sees verglichen. — Hussak untersuchte mikroskopisch die Palagonittuffe von Steffeln in der Eifel und fand sie durchaus analog den Palagonitfelsen von Seljadalr. nur dass die Sideromelan-Lapilli reichlich Leucit statt Plagioklas führten.

III. B. i. Die Familie der Nephelin-Gesteine.

Literatur.

R. Beck, Erläuterungen zu Sectionen Elster nebst Schönberg, Adorf und Sayda der geolog. Specialkarte von Sachsen. Leipzig. 1885.

E. W. Benecke und E. Cohen, Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Strassburg. 1879—1881.

Em. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag. 1873. (Archiv der Arbeiten der geologischen Abtheilung der Landesdurchforschung Böhmens. II.)

L. G. Bornemann jun., Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend von Eisenach. Jahrb. der k. preuss. geolog. Landesanst. für 1882. Berlin. 1883. 149—157.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Jahrb. k. Pr. geol. Landesanst. für 1880. Berlin. 1881.

— Basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Ibid. für 1881. Berlin. 1882.

C. Chelius, Erläuterungen zu den Blättern Messel und Rossdorf der geolog. Karte von Hessen. Darmstadt. 1886.

K. de Chroustchoff, Note sur un nouveau type de pyroxène. Bull. soc. min. Fr. 1885. VIII. No. 3.

— Note sur quelques verres basaltiques. Bull. soc. min. Fr. 1885. VIII. 62—78.

— Über secundäre Glaseinschlüsse in Gemengtheilen gefritteter Gesteine. T. M. P. M. 1882. IV. 473—503.

E. Cohen, Lava von Hawaii. L. J. 1880. II. 55.

C. Doelter, Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz. 1882.

Fr. Eichstädt, Skånesbasalter, mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Stockholm. 1882.

H. von Foullon, Über veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 276—280.

Eug. Geinitz, Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Vereins d. Freunde d. Naturg. in Mecklenburg. 1881. XXXV.

— Über einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schlossbrunnen. Isis. 1886.

U. Grubenmann, Zur Kenntniss der Basalte des Hegaus. Mitth. d. Thurgauer naturf. Ges. 1886.

— Die Basalte des Hegaus. Inaug.-Diss. Frauenfeld. 1886.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel. 1885.

V. Hansel, Über basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. Pilsen. 1886.

J. Hazard, Erläuterungen zu Section Zöblitz der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884.

J. Heinemann, Die krystallinischen Geschiebe Schleswig-Holsteins. Kiel. 1879.

Eug. Hussak, Die basaltischen Laven der Eifel. S. W. A. LXXVII. April 1878.

— Über einen verglasten Sandstein von Ottendorf. T. M. P. M. 1883. V. 529.

Fr. Knapp, Die doleritischen Gesteine des Frauenbergs bei Schlüchtern in Hessen. Würzburg. 1880.

H. O. Lang, Nephelinbasalt vom Wartenberge bei Geisingen (Donaueschingen). Württemb. naturw. Jahreshefte. 1875. XXXI. 3. 352.

G. Lattermann, Untersuchungen über den Pseudobrookit. T. M. P. M. 1887. IX. 47.

J. Macpherson, Apuntes petrograficos de Galicia. Anal. Soc. Esp. hist. nat. 1881. X.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 252.

Fr. Moesta, Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Blatt Waldkappel und Blatt Höhnebach. Berlin. 1876.

H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Die Basalte der rauhen Alb. Württemb. naturw. Jahreshefte. 1874.

— Die südwestlichsten Ausläufer des Vogelgebirges. XIV. Ber. des Offenbacher Ver. f. Naturkunde. 1874. cf. L. J. 1873. 454—470.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. k. Leopold.-Carol. Deutschen Akad. d. Naturforscher. Dresden. 1873. XXXVI. 4.

— Nephelinbasalt aus der kleinen Schneegrube im Riesengebirge. L. J. 1873. 471—473.

— Mikroskopische Untersuchung einiger Basalte Badens. L. J. 1873. 824—851.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885. cf. L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

Th. Petersen, Über den Basalt und Hydrotachylyt von Rossdorf bei Darmstadt. L. J. 1869. 32—42.

Alb. Penck, Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. L. J. 1877. 243.

R. Pöhlmann, Gesteine aus Paraguay. L. J. 1886. I. 244—248.

Fr. Quiroga y Rodriguez, Estudios micrograficos en algunos basaltos de Ciudad-Real. Anal. de la Soc. Esp. hist. nat. 1880. IX. 161—179.

A. Renard, Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. Bull. Acad. Roy. Belg. 1882. (3). III. No. 4.

H. Rosenbusch, Der Nephelinit vom Katzenbuckel. Freiburg i. Br. 1869.

— Hydrotachylyt vom Rossberge bei Rossdorf unweit Darmstadt. L. J. 1872. 614—619.

F. Sandberger, Nephelinit vom Katzenbuckel. L. J. 1869. 337—339.

A. Sauer, Erläuterungen zu Sectionen Kupferberg und Wiesenthal der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1883 u. 1884.

Fr. Schalch, Über melilithführende Basalte des Erzgebirges. L. J. 1883. I. 168. cf. Stelzner. L. J. 1883. I. 207.

— Erläuterungen zu Section Johanngeorgenstadt der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

E. Schmidt, Geognostische Beschreibung des mittleren und westlichen Theils der Kreishauptmannschaft Bautzen. Bautzen. 1878.
M. Schröder, Erläuterungen zu Section Zwota der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884.
Sigm. Singer, Beiträge zur Kenntniss der am Bauersberge bei Bischofsheim vor der Rhön vorkommenden Sulfate. Würzburg. 1879.
Herm. Sommerlad, Über Nephelingesteine aus dem Vogelsberg. XXII. Ber. der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. 1883. 263—284.
— Über Nephelin- und Leucitbasalt im Vogelsberg. L. J. 1884. II. 221.
Alfr. Stelzner, Über den Nephelinit vom Podhorn bei Marienbad in Böhmen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1885. XXV. 277—288.
— Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. Cassel und Berlin. 1885.
— Melilithführender Nephelinbasalt von Elberberg. L. J. 1883. I. 204.
A. E. Törnebohm, Nefelinit från S. Berge i Medelpad. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 82. 548.
— Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. Ibid. 1883. VI. No. 84. 692—709.
P. Trippke, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Z. D. G. G. 1878. XXX. 199—209.
Ch. Vélain, Sur les roches basaltiques d'Essey-la-Côte. Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3). XIII. 565.
L. v. Werveke, Über den Nephelin-Syenit der Serra de Monchique etc. L. J. 1880. II. 182.
— Gneiss-Einschluss aus Nephelinit von Oberbergen am Kaiserstuhl. L. J. 1880. II. 283.
Arth. Wichmann, Nephelinbasalt von Oahu (Sandwichinseln). L. J. 1875. 172.
G. H. Williams, Die Eruptivgesteine der Gegend von Triberg im Schwarzwald. L. J. B.-B. 1883. II. 589.
Ferd. Zirkel, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn. 1870.

Mineralogische Zusammensetzung der Nephelingesteine.

Als Nephelingesteine sind hier alle, mit Sicherheit oder durch Analogieschluss gebotener Wahrscheinlichkeit zur neovulkanischen Gesteinsreihe gehörigen, durch das Fehlen eines eigentlichen Feldspaths als wesentlichen Gemengtheils neben Nephelin charakterisirten Ergussgesteine zusammengefasst. Dieselben haben, soweit wir heute wissen, kein Aequivalent unter den palaeovulkanischen Ergussgesteinen. Ebenso fehlen reine Nephelinfelsarten unter den Tiefengesteinen vielleicht mit einer Ausnahme, einem Vorkommen am Berge Jivaara in Finnland. Die Nephelingesteine gehören im weitesten Sinne des Worts zu den basaltischen Gesteinen, bilden jedoch mit den Tephriten, Leucitgesteinen, Melilithgesteinen und einer Abtheilung der Limburgite eine engere Gruppe.

welche durch petrographische, wie geologische Momente sich von den eigentlichen oder Feldspathbasalten z. Th. recht deutlich scheidet, dagegen durch die Leucitophyre mit den Phonolithen in nahe Beziehungen tritt. So kennen wir keine directen Übergänge von Nephelingesteinen zu Basalten; solche werden erst durch die Tephritgruppe vermittelt, in welcher der gegenwärtigen Sachlage nach manches Heterogene zusammengefasst werden musste. Dagegen scheinen directe Übergänge innerhalb der Continuität eines einzigen geologischen Körpers zu den Leucitgesteinen, den Leucitophyren, den Melilithbasalten und den Limburgiten und Augititen vorzukommen.

Vor Einführung der mikroskopischen Methoden in die Petrographie waren nur wenige Nephelingesteine, welche man als Nephelindolerit, Nephelinbasalt, Nephelinfels, Nephelinit ziemlich willkürlich unterschied oder vielmehr benannte, bekannt. Die Kenntniss von der beträchtlichen Verbreitung dieser Gesteine wurde durch ZIRKEL's wichtige Basaltuntersuchungen inaugurirt.

Alle Nephelingesteine enthalten als wichtigsten Gemengtheil neben Nephelin einen basaltischen Augit. Die relativen Mengen dieser beiden schwanken in weiten Grenzen, aber unverkennbar besteht eine Neigung zur Überwucherung des letztgenannten. — Neben dem Nephelin ist häufiger als man glaubt, etwas Sanidin vorhanden, welcher sich durchweg als jünger denn Nephelin erweist. Leucit tritt besonders an gewissen Localitäten (Eifel, Erzgebirge) gern zum Nephelin hinzu und verdrängt diesen gelegentlich vollständig. Melilith spielt in anderen Gebieten (Hegau) eine ähnliche Rolle. — Mineralien der Sodalithreihe (Sodalith, Hauyn und Nosean) begleiten den Nephelin gern, und ersetzen denselben nicht selten mehr oder weniger bis zu fast vollkommener Verdrängung, — Plagioklas als accessorischer Gemengtheil führt zu den Tephriten hinüber. — Sehr charakteristisch ist für die Nephelingesteine die Begleitung des Augit durch einen rothbraunen bis blutrothen Biotit, seltener durch Aegirin oder durch Amphibolmineralien. — Eine classificatorische Rolle spielt der Olivin in den Nephelingesteinen, welche nach seinem Fehlen oder Vorhandensein in zwei Hauptgruppen zerfallen. — Der Erzreichthum ist ein sehr schwankender. Magnetit, oft titanhaltig, und Ilmenit sind im Allgemeinen in den olivinhaltigen Arten reichlicher, als in den olivinfreien. — Perowskit ist sehr verbreitet, und pflegt besonders mit dem Eintritt von Melilith und Leucit an Menge stark an-

zuwachsen. — Chromit ist ein verhältnissmässig seltener accessorischer Gemengtheil. — Apatit scheint gerade in Nephelingesteinen recht reichlich aufzutreten. — Die Rolle rein accessorischer Gemengtheile haben Melanit (nicht selten), Titanit und Zirkon (nicht allzuhäufig), Wollastonit (sehr selten), Spinellide (unsicher) und Pseudobrookit (Katzenbuckel).

Der Nephelin erscheint in den Nephelingesteinen in mehreren Formen. Er ist vollkommen idiomorph in den basishaltigen Gesteinen und mehr oder weniger idiomorph auch in den holokrystallinen Vorkommnissen, wenn sie nephelinreich sind. Seine Krystalle sind dann kurz säulenförmig nach der Hauptaxe und werden von (10$\bar{1}$0), (0001), selten mit untergeordneten (10$\bar{1}$1) begrenzt. Die Dimensionen in der Hauptaxe sind etwa gleich oder wenig abweichend von den dazu senkrechten, nur selten erreichen sie in der Hauptaxe das Doppelte von der dazu senkrechten Richtung; die Längsschnitte weichen daher wenig von einem Quadrat ab. Die Querschnitte sind Hexagone, an denen im Gegensatz zu den aufgewachsenen Krystallen niemals eine Abstumpfung der Kanten wahrgenommen wurde. — Durch augenartige Anhäufung der Individuen entstehen hypidiomorph-körnige Aggregate von Nephelin, welche sich als solche oft erst im polarisirten Lichte erweisen. Bei den nephelinärmeren Gesteinen fehlt dem Nephelin oft die idiomorphe Ausbildung und er tritt dann bald in rundlich-eckigen Körnern, deren Begrenzung durch die übrigen Gemengtheile bedingt wird, oder in Form grösserer Tafeln (im Durchschnitt) auf, in welche die übrigen Gemengtheile eingebettet erscheinen. Da in letzterer Gestalt auch der Sanidin vorzukommen pflegt, so thut man gut, sich durch Behandlung mit Salzsäure vor Verwechslung dieser beiden Mineralien zu bewahren. Die Unterschiede in der Doppelbrechung sind nicht gross genug, um vor Irrthum zu schützen. Das oft überaus feine Korn mancher Nephelingesteine nöthigt zu solcher Dünne des Schliffs, dass die Doppelbrechung der Nephelinsubstanz oft nur bei Anwendung von Gypsblättchen erkennbar wird. In solchen Fällen bedient man sich der Gelatination des Nephelins mit Salzsäure, die durch Tinction dargethan werden kann, und des Auftretens von Kochsalzwürfeln in der Gelatine beim Eintrocknen zur Bestimmung. — Einen solchen, nicht idiomorphen Nephelinkitt hat man wohl als Nephelinfüllmasse oder nach einem von Bořicky vorgeschlagenen Gesteinsnamen Nephelinitoïd genannt. — Als Nephelin deutet man wohl auch unregelmässig begrenzte,

schwach doppelbrechende Flecken vom chemischen Verhalten des Nephelins in der farblosen Glasbasis mancher basaltischer Gesteine. Es widerspricht den sicheren Erfahrungen und der Natur der Krystallbildung, dass aus und in einem Magma krystallisirender Nephelin allotriomorph sei; man dürfte in solchen Fällen wahrscheinlich Zeolithe für Nephelin halten, welche secundär in der Glasbasis entstanden sind. — Die Spaltbarkeit des Nephelins ist wegen der meist sehr geringen Dimensionen der Individuen nur selten durch Spaltrisse ausgedrückt. Dennoch scheint ihr die bei diesem Mineral so sehr verbreitete Zeolithisirung zu folgen. Die Individuen erhalten dadurch oft ein eigenthümlich fasriges Aussehen (parallel, sehr selten senkrecht zur Hauptaxe), welches ihnen den Habitus des Melilith mit Pflockstructur giebt. Eine oft mit diesem Vorgang verbundene gelbliche Färbung erhöht die Ähnlichkeit. Behandlung mit Schwefelsäure, wobei sich aus Melilith zahlreiche Gypsnadeln bilden, bewahrt vor Verwechslung bei geeigneter Ausführung der Operation. — Der Nephelin umschliesst ausser den älteren Gemengtheilen Glas- und Gas-, wohl nur sehr selten Flüssigkeitseinschlüsse. — Der Nephelin ist nur selten in zwei Generationen ausgebildet.

Sanidin ist besonders in den nephelinreichen und olivinfreien bis olivinarmen Gesteinen als jüngstes Krystallisationsproduct vorhanden; die Menge desselben kann nicht unbeträchtlich sein (Katzenbuckel, Löbau); er ist barythaltig im Nephelinit von Meiches. Die Form desselben ist fast stets die eines auf grössere Erstreckung hin einheitlich polarisirenden Kitts. Eigenthümliche Röhrenbildungen, welche ursprünglich Flüssigkeitseinschlüsse gewesen zu sein scheinen, oder noch sind, zeigt er im Gestein des Katzenbuckels. Der Axenwinkel ist oft auffallend klein, doch war die Dispersion immer horizontal, wo sie erkannt werden konnte.

Plagioklas und Leucit haben die Eigenschaften, wie bei den Tephriten. — Die Mineralien der Sodalithgruppe bilden nur ältere Einsprenglinge von oft bedeutenden Dimensionen; ihre Form ist das Rhombendodekaëder, gelegentlich mit dem Oktaëder. Corrosionserscheinungen sind in ähnlicher Weise verbreitet, wie in Phonolithen und Tephriten. Die bekannten dunklen Ränder dieser Mineralien und die hellen äussersten Zonen folgen auch den Corrosionsumrissen. — Der Melilith hat die Form und die Eigenschaften, wie im Melilithbasalt.

Der Augit ist der am häufigsten in zwei Generationen auf-

tretende Gemengtheil. Die intratellurischen Einsprenglinge sind stets idiomorph in der Form des basaltischen Augit mit gewöhnlich stark herrschendem, prägnante Tafelform bedingendem (100). Zonarstructur parallel der Umgrenzung bei oft unregelmässig begrenztem, also vor Absatz der jüngeren Schichten corrodirtem Kern, oder im Anschluss an ursprüngliche Sanduhrform ist sehr verbreitet. Die Farben sind die gleichen, wie im Basalt; doch kommen in den nephelinreichen Gesteinen sehr oft allein oder neben grünlichen bis farblosen in reichlicher Menge violette bis nelkenbraune oder rothbraune Augite vor, die wahrscheinlich mehr oder weniger titanreich sind. Sie zeigen deutlichen bis starken Pleochroismus, wobei die in der Axenebene schwingenden Strahlen stets gelb bis gelbbraun, die dazu senkrecht schwingenden rothbraun, violett, nelkenbraun oder grün sind. — Aus den Auslöschungsschiefen der zonargebauten Augiteinsprenglinge in Schnitten nach (010) lässt sich oft schliessen, dass die Schalen nach aussen hin alkalireich werden. Die Unterschiede der Auslöschungsschiefen zwischen Centrum und Peripherie betragen bisweilen bis zu 30°. — Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet; zwischen die beiden Hälften schieben sich oft zahlreiche Lamellen in Zwillingsstellung ein. — Die Spaltbarkeit ist zumeist sehr deutlich. — Orangegelbe bis grünlichgelbe Augite finden sich am Katzenbuckel, in der Eifel (Hannebacher Ley), und auf den Inseln des Grünen Vorgebirges. — Unter den Einschlüssen herrschen neben den älteren Ausscheidungen (Magnetit, Apatit, auch wohl Biotit, Amphibol, Haüyn), die Glaseinschlüsse. In manchen Nephelingesteinen nehmen diese Interpositionen den grösseren Theil der Augitdurchschnitte ein (Katzenbuckel).

Die Augite der Grundmasse sind meistens ebenfalls idiomorph und zeigen die gleichen Formen. Ihre Farbe ist gewöhnlich eine grünliche und sie besitzen keinen wahrnehmbaren Pleochroismus. Auch die Einschlüsse fehlen. — Wo nur eine Augitgeneration vorhanden ist, sind die einzelnen Individuen oft verschiedenfarbig, oder sie besitzen auch zonare Structur. — Selbst da, wo den Grundmasse-Augiten die scharfe Krystallform fehlt, ist der prismatische Habitus wohl erkennbar. — Aegirin wurde nur in gewissen Typen, dann aber oft sehr reichlich (Cabo verde, Fernando Noronha, Katzenbuckel) beobachtet, und erwies sich durchweg als sehr jungen Ursprungs.

Der Biotit ist in gelappten mikroskopischen Blättchen sehr verbreitet in den Nephelingesteinen. Immer von brauner bis rother Farbe liegt er bald regellos im eigentlichen Gesteinsgewebe, bald

umrandet er oder hängt sich doch an die Eisenerze und den Olivin. In grösseren Einsprenglingen von oft scharfer idiomorpher Begrenzung, oft auch mit stark corrodirten Umrissen führen ihn besonders manche grobkörnige und nephelinreiche Typen. Er zeichnet sich hier (Katzenbuckel) gewöhnlich durch merkliche Schiefe der Auslöschung gegen die Spaltbarkeit und durch Zwillingsbildung nach dem TSCHERMAK'schen Gesetz aus. Derselbe gehört z. Th. zum Anomit, und ist nicht selten stark titanhaltig.

Hornblende ist weit seltener vorhanden als Biotit und fehlt den normalen Typen meistens ganz. Ihre Farbe ist gern violettbraun, und dann wird sie oft von grünem Aegirin mantelartig eingehüllt oder sie trägt terminal pinselförmige Büschel dieses Minerals. Nach ihrem Verhalten in der Flamme ist die Hornblende der Nephelingesteine stark natronhaltig.

Der Olivin hat genau die Eigenschaften des gleichen Minerals in den Basalten. Es scheint jedoch, als komme in den Nephelingesteinen eine jüngere Generation von Olivin nicht vor.

Magnetit und Ilmenit sind schwer zu trennen, da der Magnetit, auch bei scharfer Octaëderform oft recht reich an Titan ist. Verwachsungen von Magnetit mit Ilmenit in der Form des krappbraun durchsichtigen Titaneisenglimmers studirte LATTERMANN in den Katzenbuckel-Gesteinen. Die Täfelchen des letzteren lagen der Octaëderfläche des Magnetits parallel eingeschaltet und liessen sich durch Auflösen des Magnetits in Salzsäure im Schliffe in ursprünglicher Stellung isoliren*.

Der Apatit erreicht in den Nephelingesteinen bisweilen (Kaiserstuhl, Katzenbuckel, Löbau, Wickenstein, Ober-Wiesenthal im Erzgebirge) solche Dimensionen, dass man ihn mit blossem Auge wahrnimmt. Dann enthält er oft central, der Hauptaxe parallel, lang fadenförmige Glaseinschlüsse, die eine förmliche Axe in demselben bilden. — Violette, bläuliche und graue Färbung, und dann deutlicher Pleochroismus sind keineswegs selten.

Unter den accessorischen Gemengtheilen sind Melanit, Melilith und Perowskit so häufig vorhanden, dass es keiner Angabe besonderer Fundpunkte bedarf. — Titanit kommt in den mehr phonolithischen Abarten des Katzenbuckel-Gesteins, in Nepheliniten der Inseln des Grünen Vorgebirges, im Nephelinit des Ober-Wiesenthaler Eruptivstocks, im Massai-Lande u. a. O. in wechselnder.

---

* Unveröffentlichte Beobachtung.

aber nie in grosser Menge vor. — Wollastonit wurde von Mügge im Nephelinit des Massai-Landes beobachtet; er ist geneigt denselben für eine Ausscheidung aus dem Magma zu halten, trotzdem er constant von einer Schmelzzone umgeben ist, die dann natürlich analog dem Resorptionshofe der Biotite und Amphibole in Phonolithen und anderen Gesteinen zu betrachten wäre. — Pleonast giebt Sandberger aus dem Katzenbuckler Nephelingestein an. — Pseudobrookit wurde in demselben Vorkommen, und zwar in den Abarten mit gelbem Augit von G. Lattermann nachgewiesen.

Structur und Classification der Nephelingesteine.

Die Structur der Nephelingesteine ist, wie diejenige der Basalte, bei der häufigsten und normalen Ausbildung entsprechend der effusiven Natur dieser Felsarten die porphyrische, und zwar in den meisten Fällen wohl die holokrystallin-porphyrische. Einsprenglinge in dem Sinne, dass diese intratellurische Bildungen sind, stellen ausser den Eisenerzen, dem Apatit, dem Perowskit, Titanit, Melanit, Haüyn (als Sammelbezeichnung für alle Mineralien der Sodalithfamilie) und Olivin fast nur die Glieder der Pyroxen-, Amphibol- und Biotit-Reihe. Sehr selten und mit Vorliebe in Gesteinen, welche sich dem phonolithischen Habitus nähern, bildet auch der Nephelin unverkennbare Einsprenglinge. Dass indessen die Nephelinbildung z. Th. wenigstens auch in die intratellurische Periode fällt, ergiebt sich aus dem gelegentlichen Auftreten dieses Minerals als Einschluss. Die Reihenfolge dieser intratellurischen Ausscheidungen festzustellen, ist hier ebenso schwer, wie beim Basalt. So findet man Biotit in Augit und umgekehrt, Melanit in Augit und umgekehrt, Augit in Haüyn und umgekehrt. Wenn nun auch diese Verhältnisse auf eine lange Periode gleichzeitigen Wachsthums dieser verschiedenen Mineralgemengtheile hinweisen, so ist doch die Häufigkeit und Regelmässigkeit der gegenseitigen Umhüllungen eine sehr verschiedene, und man kann es als Regel hinstellen, dass die Bildung des Apatits, der Eisenerze, des Perowskits, des Zirkons und des Titanits den Krystallisationsprocess des Magmas einleitete. Diese Mineralien sind durchweg idiomorph und kommen in allen anderen eingewachsen vor, während sie selbst die andern niemals umschliessen. Immerhin hat die Magnetitausscheidung wohl noch oft weit in die Bildungsperiode selbst des Nephelins hineingereicht, wenn nicht der Idiomorphismus des Nephelins gegenüber manchen Magnetiten auf Krystallisation der letzteren in der Effusionsepoche

schliessen lässt. — Ein zweiter Abschnitt beginnt mit der Krystallisation des Olivins, welcher in allen farbigen und farblosen Gemengtheilen als Einschluss in oft recht corrodirter Form auftritt, dagegen jene niemals einhüllt. Auch die Glimmerbildung ist ein früher Act gewesen, scheint aber bis tief in die Augitausscheidungsperiode hinein fortzudauern. Amphibol ist ein zu seltener Gemengtheil, um Allgemeines über seine Entstehungszeit sicher feststellen zu können. — Die Ausscheidung der intratellurischen Augite hat wohl früher begonnen, als diejenige der Nepheline, aber jedenfalls, wie diese, bis zum Schluss der intratellurischen Periode angedauert. — Die Haüynmineralien müssen sehr früh begonnen haben sich auszuscheiden, und auch ihre Bildung geht bis an den Schluss der intratellurischen Periode. — In den meisten porphyrischen Nephelingesteinen liegen diese Verhältnisse viel einfacher; dort treten nur Apatit und Erze, Olivin und Pyroxen zweifellos intratellurisch auf. — Melilith scheint allenthalben älter zu sein als Nephelin, sowohl in der intratellurischen, wie in der Effusionsperiode.

Während der Effusionsperiode beginnt die Krystallisation wohl wieder mit dem Pyroxen; ihm folgt bald der Nephelin, dann der Sanidin, wo er vorkommt, und endlich schliesst der Vorgang eventuell mit der amorphen Erstarrung eines Krystallisationsrückstandes. Dass bei verschiedenen Vorkommnissen die amorphe Erstarrung des Magmas verschieden früh eintrat, ergiebt sich aus der selten braunen, meistens wasserhellen Farbe der Basis. Die braune Farbe deutet wohl an, dass noch krystallisirbare Augitsubstanz im Magma war, die wasserhelle Färbung dürfte das Gegentheil besagen. Wie bei den Basalten, ist auch bei den Nephelingesteinen oft eine zweite Magnetitgeneration sicher nachweisbar. — Die Aegirinbildung ist, wo dieses Mineral überhaupt vorkommt, einer der letzten Krystallisationsvorgänge im Magma während der Effusionsperiode.

Manche Nephelingesteine scheinen überhaupt keine Periode intratellurischer Krystallisation besessen zu haben; bei andern ist dieselbe vielleicht auf Apatit- und Olivin-, sowie etwas Erzausscheidung beschränkt geblieben.

Die leichte Krystallisirbarkeit von Nephelingesteinsmagmen ist wohl die Ursache der Seltenheit von vitrophyrischen Formen in dieser Gruppe. Mir sind solche nur in Handstücken von Gethürms bei Angerod bekannt geworden und auch in der Literatur werden sie kaum in typischer Ausbildung erwähnt. — Geringe Mengen von

Glas sind nicht gerade selten. In der Natur der Gemengtheile liegt es, dass dieses dann fast immer einen allgemein verbreiteten Kitt und nur selten eine Art Zwischenklemmungsmasse bildet. Doch kommt auch diese, und zwar in denselben Formen wie bei den Basalten vor, so z. B. bei Löbau und in verwandten, grobkörnigen Gesteinen. Sie ist dann nur selten rein glasig, weit häufiger durch Wachsthumsformen von Erzen und Augit, und durch trichitische Feldspath- (z. Th. erkennbare Plagioklas-) Fäden in gelegentlich sphärolithischer Anordnung entglast.

Wie bei den Basalten kommt auch bei Nephelingesteinen vielfach ein abrupter Wechsel in der Natur der Glasbasis vor; in farblosem Glase liegen tiefbraune rundliche oder unregelmässige Flecken, wohl auch längere Schlieren oder umgekehrt, wobei oft die eine Basis von Salzsäure angegriffen wird, die andere nicht. In sehr vielen Fällen liegen dann nachweislich durch das Basaltmagma eingeschmolzene Einschlüsse vor, deren Reste oft noch erkennbar sind. Dann ragen vom normalen Gestein her gern vom Normalen abweichende Augitmikrolithe in das fremde Glas, wie in einen Mandelraum hinein oder in dem fremden Glase liegen in abweichender Anordnung, besonders gern in chondrenähnlichen Häufchen fremdartige Augitmikrolithe, wohl auch begleitet von anderen fremden Neubildungen. Es kann oft recht schwer werden, solche aus eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten entstandene Augithäufchen von, dem Gestein selbst angehörigen, ocellaren Anhäufungen desselben Minerals zu unterscheiden. Eine solche centrische Anhäufung der Augitmikrolithe kann so durchgreifend in einem Nephelingestein ausgebildet werden, dass fast nephelinfreie Flecken mit fast augitfreien wechseln, so dass die Dünnschliffe für blosses Auge und Loupe eigenthümlich fleckig erscheinen.

In manchen Nephelingesteinen findet man die intratellurischen Bildungen zu kleineren und grösseren Nestern vereint. Diese können einerseits sehr bedeutende Dimensionen erreichen und andererseits zu mikroskopischen Grössen herabsinken. Es ist dies ein Vorgang, welcher in allen Effusivgesteinen beobachtet werden kann. Diese intratellurischen Aggregate erscheinen dann fast in Form und Aussehen, wie fremde Bestandmassen im normalen Gestein; Sauer, der dieselben in manchfachster Ausbildung im Nephelingestein des Oberwiesenthaler Eruptivstocks beobachtete, nannte sie endogene Einschlüsse. Ähnliches beschreibt Stelzner vom Podhorn. Wie gelegentlich der Besprechung der Granitstructur erörtert wurde, ist

von solchen Massen hypiodiomorphe und miarolitische Structur zu erwarten und thatsächlich findet sich diese fast regelmässig. Denkt man sich nun ein Nephelinergussgestein unter solchen Bedingungen zum Ausbruch gelangt, dass die Verhältnisse ähnlich wie bei einem Tiefengestein verlaufen, beziehungsweise unter der Erdoberfläche krystallisirend, so kann ein ganzer Gesteinskörper diese Structur erlangen. Im zweiten Falle stellte das Gestein im eigentlichsten Sinne ein Tiefengestein dar, im ersten Falle würde eine hypidiomorph-körnige Structur durch Ineinanderfliessen der intratellurischen und Effusionsperiode entstehen. Die letztere Form der hypidiomorph-körnigen Structur, wobei die intratellurischen Bildungen nach der Eruption weiter wachsen, ist sehr verbreitet; die Häufigkeit derselben gegenüber saureren Gesteinen erklärt sich wohl durch die leichte Krystallisirbarkeit der Nephelingesteinsmagmen. Dass bei letzterem Vorgange die miarolitische Structur mehr oder weniger vollständig verschwindet, ist leicht verständlich.

Schlackige Structurformen kommen hier wie bei allen Effusivgesteinen vor. In den Hohlräumen sammeln sich gern die zeolithischen und delessitischen Zersetzungsproducte der metasomatischen Periode der Gesteinsgeschichte.

Fluidale Phänomene werden wesentlich nur durch die Anordnung der pyroxenischen Gemengtheile hervorgerufen.

Die älteren Eintheilungen der Nephelingesteine berücksichtigten ausschliesslich das Korn derselben, und unterschieden analog wie bei den Basalten in Nephelindolerite und Nephelinbasalte. — Bořicky, welcher alle tertiären Nephelingesteine Böhmens, soweit sie nicht durch ihren Sanidingehalt zu den Phonolithen gehören, als Nephelinbasalte zusammenfasst, gliedert diese nach dem vorhandenen oder fehlenden Idiomorphismus des Nephelins und der davon abhängigen Sicherheit der Bestimmung dieses Minerals in Nephelinite und Nephelinitoïde. Jede dieser Gruppen wird dann nach dem Korn des Gesteins in Unterabtheilungen zerlegt. Überdiess scheidet er von den Nephelinanamesiten eine Gruppe wegen ihres Reichthums an Nosean als Noseanite ab. An dieser Stelle sollen die Nephelingesteine nach ihrem fehlenden oder vorhandenen Gehalt an Olivin in Nephelinite (olivinfreie) und Nephelinbasalte (olivinreiche Nephelingesteine) geschieden werden. Diese beiden Abtheilungen sind in keiner Weise scharf und absolut von einander getrennt, vielmehr durch olivinarme Glieder vielfach mit einander verbunden. In ihren normalen und häufigsten Repräsentanten sind

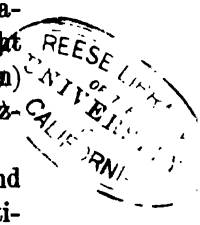
sie jedoch, wie mineralogisch, so auch chemisch, in vielen Fällen auch durch geologische Momente gut charakterisirt. Während die Nephelinbasalte eine im Ganzen sehr einheitliche und fast allenthalben mit den gleichen Hauptcharakteren auftretende Abtheilung der Nephelingesteine darstellen, muss man unter den Nepheliniten eine Anzahl verschiedenartiger Typen zusammenfassen, welche eine einheitliche Darstellung ihrer Eigenschaften kaum gestatten.

Den bekanntesten Typus der Nephelinite — er heisse der doleritische — bilden die sogenannten Nephelindolerite von Meiches im Vogelsberg, Löbau in der Lausitz, vom Schreckenstein und mehreren Punkten der Umgebung von Aussig, von Podhorn bei dem Dorfe Abaschin unfern Marienberg in Böhmen, aus dem Oberwiesenthaler Eruptivstock im Erzgebirge, vom Wickenstein bei Querbach in Schlesien und von der Stopfelskuppe bei Eisenach. Diese Gesteine haben bei grobem Korn vorwiegend hypidiomorph-körnige Structur, welche durch Aufnahme einer zwischen die Gemengtheile eingeklemmten Mesostasis gern in eine typisch intersertale Structur übergeht (Löbau, Wickenstein, Gegend von Aussig, Stopfelskuppe). Mineralogisch ist dieser Typus dadurch ausgezeichnet, dass neben Nephelin der charakteristische, pleochroitische, bräunlichroth durchsichtige Augit der natronreichen basischen Ergussgesteine den herrschenden Gemengtheil bildet, neben welchem Biotit im Ganzen spärlich, Hornblende kaum je auftritt, während Sanidin, z. Th. barythaltig, fast allenthalben, Plagioklas seltener erscheint, und das Eisenerz Titaneisen oder titanhaltiges Magneteisen ist. Sie sind nephelinreich, der Nephelin ist aber oft stark zeolithisirt (Wickenstein, Schreckenstein, Stopfelskuppe). — Geologisch ist dieser Typus anscheinend an Nephelinbasalt gebunden. So tritt das Gestein von Meiches nach Sommerlad entweder gangförmig oder als grössere Ausscheidungen in Nephelinbasalt unter Tage auf, während oberflächlich Feldspathbasalt ansteht. Dasselbe enthält accessorisch Sodalith und Titanit. — Das Gestein von Podhorn bildet Nester in Nephelinbasalt und enthält gleichfalls Sodalith. — Die nahe Beziehung des Gesteins von Wickenstein bei Querbach zu Nephelinbasalt wird von J. Roth und Trippke hervorgehoben; es bildet centrale Massen in solchem. Auch bei den böhmischen (oft mit etwas Amphibol) und dem Eisenacher Gestein, die z. Th. zweifellose Gänge (so an der Stopfelskuppe nach Bornemann hand- bis fussbreite in der Ostwand des Steinbruchs an der Südseite des Berges) bilden, sind nahe geologische

Beziehungen zu Nephelinbasalten vorhanden. Das Löbauer Gestein ist gleichfalls mit Nephelinbasalt verbunden. Hiermit erklärt sich auch der fast allenthalben in diesen Gesteinen vorkommende unbedeutende und accessorische Olivingehalt. — Der doleritische Nephelinit des Oberwiesenthaler Eruptivstocks findet sich nach Sauer wesentlich im Centrum des Stocks auf der Höhe des Zirolberges. Das Gestein nimmt Olivin in kleiner Menge und titanhaltigen Biotit auf, mit dessen Eintritt der sonst verbreitete Perowskit verschwindet. Nach der Peripherie hin wird das Gestein porphyrisch, wobei Augit und Haüyn die Einsprenglinge bilden, sehr oft haüynreich, und dabei stark perowskithaltig. Dann tritt auch farbloses bis hellbraunes, natronreiches und mit Salzsäure gelatinirendes Glas in der Grundmasse gelegentlich sehr reichlich auf; derartige Ausbildungsformen finden sich nicht nur randlich, sondern auch in der Durchtrümerungszone des Stocks SO. von Stolzenhann und N. vom Böhmisch-Wiesenthaler Kirchhof. Selten sind leucithaltige Abarten, deren durchweg zu Analcim umgewandelter Leucit nur Einsprenglinge bildet. Auch diese Formen sind haüyn- und glasreich. Im Nephelinit, zumal auf der Höhe gegenüber dem Friedhof von Böhmisch-Wiesenthal, finden sich zahlreich Sauer's „endogene Einschlüsse", welche sich in mannichfachster Combination aus Augit, Nephelin, Amphibol, Biotit, Magnetit, Ilmenit, Perowskit, Titanit und einem melanitähnlichen Mineral mit hohem Titansäuregehalt ($SiO_2 = 29.15$, $Al_2O_3 = 6.50$, $TiO_2 = 10.84$. $Fe_2O_3 = 21.29$, $CaO = 29.40$, $MgO = 0.98$) aufbauen. — In ausserordentlich grobkörniger und normaler Zusammensetzung fand sich dieser Typus gelegentlich in Blöcken, welche in der Streitgasse bei Oberbergen unter dem Löss herausragten. — Sehr haüyn- und melanitreich, auch perowskithaltig, aber feinkörnig bis dicht in körniger Structur erscheint er gangförmig an dem Bergsporn zwischen den Thälern von Oberbergen nach Schelingen und von Oberbergen nach Vogtsburg auf der Vogtsburger Seite im Kaiserstuhl. Melanit und Haüyn sind schon mit blossem Auge erkennbar, seltener Augit, niemals Nephelin, so reichlich er vorhanden ist.

Diesem Typus ist jedenfalls nahe verwandt ein Vorkommen, welches Mügge von dem noch thätigen Vulkan Dönjo Ngai im Massai-Lande, SO. Afrika beschreibt. Ein grobkörniges Gemenge von Nephelin und Augit mit etwas grünem Glase in intersertaler Structur führt accessorisch Melanit (mit Resorptionserscheinungen), Wollastonit (auch in Drusen aufgewachsen) und Titanit. Magnetit

fehlt. Die Resorptionsphänomene im Melanit (starke Trübung durch kleine opake Körner, welche das Mineral erfüllen, steigern sich in glasreicheren Varietäten des Gesteins zu vollständiger Schmelzung desselben, so dass ein Individuum dieses Minerals halb aus Melanit, halb aus einem braunen Glase von hohem specifischem Gewicht (es fällt in Scheideflüssigkeiten mit den schwersten Gemengtheilen) und leichter Angreifbarkeit durch Salzsäure besteht. Durch gänzliche Auflösung des Melanit entstehen Glasschlieren.



Durch die auch mikroskopisch noch geringe Korngrösse und den weit höheren Augitgehalt unterscheidet sich von diesem doleritischen Typus eine Gruppe von Nepheliniten, welche im Erzgebirge und Böhmen ziemlich verbreitet ist, und als deren Repräsentanten das in den Sammlungen oft anzutreffende, haüynreiche Gestein von Neudorf unfern Annaberg angesehen werden kann. Nephelin, der allerdings oft in hohem Betrage durch Haüyn ersetzt wird, und basaltischer Augit bilden die wesentlichsten Gemengtheile. Die Structur ist vorwiegend hypidiomorph bis panidiomorph-körnig; Basis tritt nicht selten in das Gesteinsgewebe ein, aber bei dem winzigen Korn der Gesteine nicht als Mesostasis, sondern als mehr continuirlicher Kitt. Dahin wäre zu rechnen Klössberg bei Königswalde (mit Perowskit, Leucit und stellenweise nicht gerade spärlichem Olivin), Steinhöhe bei Seifen (mit Leucit und Perowskit), Spitzberg bei Gottesgab (mit Perowskit), Kuppe zwischen Kölbl und Spitzberg (mit braunem Glase) auf Section Wiesenthal, Kuppe des Eisensteinberges im Crottendorfer Revier, Schneisse 6 NW. Hirschpfalz (mit Biotit) und Schneisse 2 SO. Wedelberg (mit Amphibol) auf derselben Section. Die beiden letztgenannten Vorkommnisse spielen in einen später zu besprechenden Typus hinüber. — Das Gestein vom Salzberg bei Schlan in Böhmen mit reichlichem Haüyn und Perowskit und etwas Olivin ist überaus ähnlich dem Neudorfer Gestein. — Nach Schalch's Darstellung gehören hierher die Gesteine vom Mückenberg bei Halbmeil (mit Leucit und Perowskit), an der Strasse von Halbmeil nach Zwittermühl (ebenso) und von der Vorderen Kohlung bei Rittersgrün (ebenso, auch melilithführend) auf Section Johanngeorgenstadt, nach Hansel dasjenige von der Prischower Kuppe unfern Manetin in Böhmen.

Derselbe Typus — er heisse der basaltische — tritt auf Gran Canaria (durch etwas Plagioklas in Tephrit hinüberspielend), aber hier frei von Perowskit, Leucit, Melilith und Haüyn, mit körniger Structur auf. — Mit porphyrischer Structur, ebenfalls ohne

die genannten accessorischen Mineralien und z. Th. mit gelbem Grundmasse-Augit beschreibt ihn Doelter vom Ribeirão João Affonso, Salto preto an der Cova d'agua, Campo grande, Rio Frio und der Tarafalbai auf S. Antam, von Chada Mula auf S. Thiago und von S. Vicente, Capverde-Inseln. Der Nephelinarmuth entsprechend finden sich Übergänge in Pyroxenite. — Mit farbloser Glasbasis, in welcher kleine Nephelinflecke liegen, dabei Titanit-, Fluorit- und Pyrit-haltig beschreibt Törnebohm diesen dichten Typus gangförmig vom S. Berge in Medelpad, Schweden. — In vitrophyrischer Gestaltung mit zierlicher krystallitischer Entglasung durch Augitwachsthumsformen kommt dieser Typus bei Gethürms unfern Angerod im Vogelsberg vor.

Durch die mehr oder weniger körnige Structur und holokrystalline Ausbildung, sowie die Mengenverhältnisse von Nephelin und seinen Begleitern zu Augit, und das Fehlen anderer Bisilicate schliessen sich nahe an den erstbeschriebenen Typus das Gestein von der Hannebacher Ley (mit viel Melilith) und der sogenannte Haüynophyr vom Monte Vulture bei Melfi (mit sehr viel Haüyn an. Von letztgenanntem Gestein muss es leucitreiche Abarten geben, da es Zirkel zu den Leucitbasalten stellt. Beide Gesteine sind olivinfrei, der Augit ist ausgesprochen gelb im zweiten und hat nicht selten ins Gelbliche neigende Farbentöne auch im erstgenannten. — Dem Gestein von Melfi scheinen gewisse der Capverde-Nephelinite Doelter's durch ihren Haüynreichthum und den z. Th. citronengelben Augit nahe zu stehen. Sie unterscheiden sich davon durch das Auftreten von zwei Nephelingenerationen, die eine idiomorph, die andere allotriomorph (Topo da Coroa mit Titanit. oder zweier Augitgenerationen (Covão, Monte Ella, Campo Grande. Topo do Padre auf S. Antão).

Durch das vollständige Fehlen von Augiteinsprenglingen, der hie und da durch Biotit (Katzenbuckel) vertreten wird, durch die Armuth an farbigen Gemengtheilen, die Häufigkeit des Aegirin in Mikrolithenform ist ein anderer Typus ausgezeichnet, den man einen phonolithischen nennen könnte. Die Repräsentanten desselben sind ausgesprochen grün, die Nepheline scharf idiomorph in zwei gut zu unterscheidenden Generationen und haben die Mikrostructur der Nepheline im Phonolith, Sanidin kommt bald vereinzelt, bald etwas reichlicher in schmalen Leistchen vor. Die Structur ist unverkennbar porphyrisch. Hierher gehört neben gewissen Vorkommnissen von S. Antão, welche Doelter beschrieben hat, und von denen ich

seiner Freundlichkeit ein Beispiel verdanke, ein von Lattermann gangförmig nachgewiesenes Gestein von der Michelsberg genannten Kuppe des Katzenbuckels, kenntlich an den grossen Nephelin- und Biotit-Einsprenglingen neben etwas Olivin und reichlichem Haüyn in sehr dichter grüner aegirinreicher Grundmasse.

Ein letzter Typus wird durch reichliche Einsprenglinge von Augit mit wechselnden Mengen von Hornblende, gut idiomorphen, ebenfalls oft von reichlichem Amphibol begleitete Augite zweiter Generation und eine Grundmasse charakterisirt, welche bald rein glasig ist mit den chemischen Reactionen des Nephelin, bald zu mehr oder weniger holokrystallinen Nephelinaggregaten auskrystallisirte, und welcher wohl auch etwas Feldspath oder Leucit beigemengt ist. In vielen Fällen ist auch Haüyn in zahlreichen Einsprenglingen ausgebildet. Dieser Typus — er heisse der camptonitische — schliesst sich sehr nahe an gewisse Tephrite mit Camptonit-ähnlichem Habitus (S. 767) an und verläuft in Pyroxenite und Limburgite. In diese Reihe, welche auffallend gern mit Elaeolith-Syenit vergesellschaftet ist, würde sich auch der von Chelius beschriebene Leucitbasalt vom Häsengebirge (S. 776) und der „Hornblendebasalt“ von Sprendlingen natürlich als Glieder noch wenig bekannter Nebenreihen einfügen lassen. Repräsentanten dieses Typus finden sich schön an dem Fuss des „Horberig“ genannten Bergsporns zwischen den Thälern von Schelingen und Vogtsberg dicht bei Oberbergen am Kaiserstuhl (haüynreich, grosse Biotitkrystalle und Melanite führend), am Pulverbuck bei Oberbergen (haüynreich, feldspathführend), und am Eichberg bei Rothweil (in Verbindung mit Leucitit). — Sicher gehört hierher eine Anzahl der Noseanite Bořicky's in Böhmen. In grosser Mannichfaltigkeit findet sich dieser Typus in geologischer Verknüpfung mit den brasilianischen Elaeolithsyeniten. Auch in Grönland finden sich Repräsentanten nach den Beschreibungen Törnebohm's von losen Blöcken aus der Gegend von Frederikshaab und Kangarsuk. — Durch Eintritt von Melilith und Olivin scheinen Übergänge in Melilithbasalte vorzukommen. — Das Korn wechselt bei diesem Typus in weiten Grenzen.

Übergänge aus den Nepheliniten in die Nephelinbasalte durch Eintritt von Olivin kommen besonders oder vielmehr nahezu ausschliesslich in den beiden zuerst beschriebenen Typen vor. Das Hauptgestein des Katzenbuckels liefert dafür ein gutes Beispiel. Die Nephelinbasalte sind bei weitem typenärmer als die Nephe-

linite. Zu dem normalen Bestande von Nephelin, Augit, Olivin, Erzen und Apatit gesellt sich ohne eigentliche Änderung des Typus Biotit und sehr selten Amphibol. Auch der Eintritt oder das Fehlen von Haüyn ist von geringem Moment. Sehr häufig sind Übergänge in Melilithbasalte, seltener solche in Leucitbasalte. Das Gefüge pflegt sehr dicht zu sein.

Die Verbreitung der Nephelinbasalte ist eine weit grössere als diejenige der Nephelinite. Sie fehlen gänzlich nur in den Basaltformationen Islands, der Färoer, Irlands und der westschottischen Inseln, des centralfranzösischen Plateaus, Ungarn-Siebenbürgens und des Aetna.

Die Nephelinbasalte des Hegau's (Osterbühel S. Leipferdingen, Haslach N. Watterdingen, Höwenegg S. Immendingen, Neuhöwen NW. Engen, Hohenhöwen SW. Engen, Hohenstoffel W. Westerdingen, Randen S. Riedöschingen, letzterer mit Haüyn nach Stelzner, welche zuletzt von Grubenmann zusammenfassend beschrieben wurden), sind durch oft sehr bedeutenden Gehalt an Melilith und Perowskit ausgezeichnet, und stehen inmitten der typischen Nephelin- und der typischen Melilithbasalte, in welch letztere sie bisweilen vollkommen übergehen. Grubenmann möchte sie daher auch lieber nephelinführende Melilithbasalte als melilithführende Nephelinbasalte nennen. Interessant ist der hohe Chromgehalt der Gesteine, welchen Grubenmann dem Augit zuweist. Erinnert sei an die Olivinzwillinge, welche Kalkowsky aus dem Randener Gestein beschrieb. — Im Schwarzwald gehört nach Williams zum haüynfreien Nephelinbasalt mit farblosem Glase ein basaltischer Gang im Granitit von Hauenstein SW. Horberg, welchen Möhl als lichten Magmabasalt mit Haüyn beschrieben hatte. — Auf der schwäbischen Alb ist das Gestein vom Eisenrüttel O. Gächingen ein Nephelinbasalt.

Am Kaiserstuhl findet sich Nephelinbasalt am Scheibenberge und im Liegenden der Limburgtuffe bei Sasbach, am Rheinufer zwischen Burg Sponeck und dem Flecken Burgheim, und in der Haggasse bei Oberschaffhausen (mit Haüyn). Die Blöcke des letzteren Gesteines treten zusammen mit solchen von Leucitbasalt und Basanit auf. Geologisch gehören zu den Kaiserstuhler Nephelinbasalten auch ein Gang vom Handschuhshof unter dem Rossberg zwischen Herdern und Zähringen bei Freiburg und die kleine Kuppe des Mahlberg im Breisgau. — Von der linken Rheinseite ist ein Vorkommen von Essey-la-Côte zu erwähnen.

Aus dem Bauland und Odenwald gehören zum Nephelinbasalt ausser dem bekannten, artenreichen Gestein vom Katzenbuckel, die Kuppe im Keuper vom Steinsberg bei Weiler (mit Sanidin; in manchen Abarten kommt neben Biotit und Hornblende auch etwas Plagioklas vor, so dass Übergänge in Buchonit entstehen), ein Gang im Muschelkalk bei Neckarbischofsheim und am Hamberg bei Neckarelz, ein kleiner Stock im Gneiss bei Auerbach und nach Chelius aus der Umgebung von Darmstadt die Vorkommnisse von Offenthal (mit Haüyn und Melilith), Bulau bei Dietzenbach, Eichwäldchen bei Götzenhain, Egelsbacher Wingerten, zwischen Sporneiche und Mainzer Eichen (mit Plagioklas), Dieburger Weg, Frankfurter Strasse nördlich Langen, Rossberg bei Rossdorf (haüynreich), Stetteritz bei Gundernhausen, Zahl NW. Rossberg. Diese Vorkommnisse haben z. Th. kräftig metamorphosirend auf das durchbrochene Rothliegende gewirkt; die sogenannten Tachylyte, Hydrotachylyte und Hyalomelane vom Rossberge sind in Wirklichkeit nur geschmolzene Gesteinseinschlüsse nach Chelius' Untersuchungen.

Aus Hessen und Thüringen und den benachbarten Gegenden sind zu erwähnen die Nephelinbasalte vom Hamberg bei Bühne (mit viel Haüyn, etwas Melilith und nach Zirkel, der dieses Gestein zum Leucitbasalt stellt, viel Leucit, der meinen Handstücken fehlt), Daseburg auf der Warburger Börde (haüynreich, olivinarm, recht ähnlich dem Nephelinit von Neudorf), Böddiger SSW. Cassel (nach Möhl), Mercurstempel auf Wilhelmshöhe bei Cassel, Mölln bei Cassel, Hofgeismar (mit Melilith), Essiggrube bei Fritzlar (mit Perowskit), Steinbühl und Trift bei Elbenberg (letztere mit Melilith und Perowskit), Grebenstein bei Hofgeismar (sehr melilith- und haüynreich), Mardorf, Eppstein am Taunus, Laubach (mit etwas Plagioklas), Meiches und Ziegenstück zwischen Ilbenhausen und Herbstein im Vogelsberg (nach Sommerlad), Alpstein bei Kirchhosbach (nach Moesta zeigt der durchbrochene bunte Sandstein kräftige Contactwirkungen), Rosengärtchen und Steiers bei Schlüchtern (nach Knapp), Wackenbühl im Seulingswalde bei Höhnebach, Pflasterkante im Thüringer Wald, Kohlbach bei Baireuth (mit etwas Leucit nach Zirkel). — Aus der Rhön: Kaltennordheim (mit ziemlich viel Plagioklas) und Pferdekuppe (ebenfalls mit etwas Plagioklas), Stoppelsberg bei Schwarzenfels, Kreuzberg bei Bischofsheim, Oberbernharder Höhe, Fuldaquelle an der Wasserkuppe; nach Bücking: NW. Gerstengrund am Geisaer Wald, 1 km S. Bremen.

Dietrichsberg bei Lengsfeld, Stein O. Kirchhasel, Fürsteneck und Lichtberg bei Eitersfeld, Saisberg bei Maunsbach, Steinberg SO. Schenklengsfeld, Buchwald S. Rasdorf, Setzelberg, Südseite des „Vorderen Wald“ und Sachsenberg im Geisaer Wald, Ulsterberg bei Wacha (glasreich), Tietzelstein bei Spahl (ebenso). — Aus dem Gebiet zwischen Rhön und Thüringer Wald beschreibt Bücking Nephelinbasalte vom Strauchhahn bei Römhild, vom Grossen Dollmar (der Olivin ist z. Th. in ein parallelfasriges Mineral von starkem Pleochroismus, dunkelblaugrau und schmutziggelbgrau, umgewandelt; die Fasern stehen senkrecht zur Hauptspaltbarkeit des Olivin; der parallel der Faseraxe schwingende Strahl ist der stark absorbirte), Blessberg bei Rossdorf, Hunnkopf bei Immelborn, Kerbe am SW.-Abhang des Hunnkopfes bei Immelborn (mit derselben Umwandlung des Olivin, wie am Grossen Dollmar, in deren weiterem Verlauf auch Muscovit-ähnliche Blättchen entstehen), Riederhof bei Oberkatz, Geba. — Eisenbahneinschnitt bei Hörschel unfern Eisenach (übergehend in Limburgit).

Aus dem niederrheinischen Vulkangebiet stellte schon Zirkel zu den Nephelinbasalten die Laven vom Herchenberg (mit ziemlich viel Melilith, oft auch mit reichlichem Biotit), Scharteberg bei Kirchweiler in der Eifel (mit Haüyn), Mosenberg (mit Leucit und Biotit, nach Hussak auch Melanit). — Nach Hussak gehören hierher: Käsekeller und Falkenlei bei Bertrich, Nerother Kopf, Riesenmauer bei Utzerath (mit Leucit), Felsberg (etwas Melilith), Hohenfels (ebenso), Bongsberg bei Pelm (mit viel Melilith), Sonnenberg bei Pelm, Buch bei Hillesheim.

Aus den citirten Arbeiten der sächsischen Landesgeologen ergeben sich als Nephelinbasalte Sachsens: Rabenberg, Niederer Thesenwald, S. Olbernhau auf Section Zöblitz, Schönauer Berg bei Bahnhof Zwota, Oberzwota, Ursprungberg, Gemeindeberg, Kottenhayde, Landesgemeinde-Thal, Hirschberg (die vier letzteren melilithführend) auf Section Zwota, zwischen Pleyl und Schmiedeberg, auf Section Kupferberg, Klössberg, Weisser Hirsch unweit Jöhstadt, Bärenstein auf Section Annaberg, Habichtsberg bei Neudorf auf Section Wiesenthal, Frauengrün, Niederreuth, Oberreuth (mit Melilith), S. Raun (mit Haüyn), Hohendorf (haüynreich und mit chondrenähnlichen Aggregaten von Augit, Nephelin und Magnetit), Fleissen (mit z. Th. eingeschmolzenen Granit- und Gneiss-Einschlüssen) auf Section Elster; — Alte Haus und Wohlbach bei Adorf, Flur Breitenfeld bei Markneukirchen (an diesem Gestein wiesen Stelzner

und Schulze durch chemische Analyse des sogenannten Nephelinitoid nach, dass er identisch mit Nephelin sei) und Dorf Adorf auf Section Adorf. Das Gestein von der Breitenfelder Flur umschliesst Phyllitfragmente, welche z. Th. bis auf die Quarzkörner eingeschmolzen sind. Aus der Schmelze haben sich Augit, Magnetit und Spinell ausgeschieden. — Nach E. Schmidt tritt am Gutberge bei Ebersbach* und am Nordabhang des Kottmar unfern Löbau in der Lausitz Nephelinbasalt von gleicher Beschaffenheit, wie in Löbau auf. — Aus Möhl's Arbeit über sächsische Basalte ergeben sich noch die folgenden Fundorte. Allerdings sind die Bestimmungen nicht immer ganz sicher*. Ascherhübel bei Spechtshausen, Hackekuppe bei Hinterhermsdorf, Hirschwald, W. von Hinterhermsdorf, Neustädter Hübel (Stelzner nennt anscheinend denselben Fundort Neustelliger Hübel L. J. 1882. B.-B. II. 408), Hochhübel bei Hinter-Ottendorf, Mühlhübel, Grosser Winterberg (mit Diallag), Lohsdorf bei Hohnstein (mit Glimmer), Gickelsberg zwischen Lohsdorf und Gossdorf (mit Glimmer), Schönaer Berg zwischen Zirkelstein und Zschirnstein, Hertigswalde bei Sebnitz, Landberg bei Tharand (mit Leucit, Glimmer und Melilith), Friedebach am Meissenberg, zwischen Friedebach und Clausnitz (mit Glimmer), zwischen Rechenberg und Grünewald, zwischen Geyersberg und Lichtenwalde, Schlossberg Lichtenwalde, Ahornberg zwischen Einsiedel und Deutsch-Neudorf, Haldenstein bei Brandau in Böhmen, Scheibenberg (mit Leucit, Glimmer und Melilith), Satzunger Flur, Flur Brandau in Böhmen, Gunzenauer Flur, Brambach zwischen Adorf und Eger (mit viel Haüyn und etwas Melilith), Ebmatter Flur an der böhmischen Grenze, Worgotsch gegenüber dem Schreckenstein (mit Plagioklas), Halbendorf, Stromberg am Weissenberg, Schafberg bei Baruth (mit Melilith, Haüyn und Titanit), Dolkewitz, Waditz am Berge, Spitzberg bei Sohland, Deutsch-Paulsdorfer Spitzberg, Schwarzer Berg bei Herbigsdorf, Hutberg bei Herrnhut, Grossberg bei Grosshennersdorf (mit Amphibol), Oberwald bei Grosshennersdorf, Schönbrunner Waldkuppe bei Grosshennersdorf, Schanzberg bei Seifersdorf (mit Plagioklas), Wittgendorf bei Zittau, Gückelsberg bei Lichtenberg, Marterstein bei Oschitz (mit Hornblende), Fränzelberg bei Oberhennersdorf, W. von Neusalza an der böhmischen Grenze, zwischen Friedersdorf und Neusalza, Wachberg bei Frie-

* Nach Stelzner (L. J. B.-B. 1882. 411) Feldspathbasalt. Aus der in der ersten Auflage dieses Buches mitgetheilten Möhl'schen Liste wurden manche Fundorte gestrichen, deren irrige Bestimmung mittlerweile nachgewiesen wurde.

dersdorf, Eibauer Flur, Ober-Oderwitz (mit Plagioklas), Schacht bei der Oderwitzer Kirche (mit Hornblende), Gühnelberg bei Oderwitz (mit Hornblende), Oberfriedersdorf, Bertsdorf bei Zittau, Hospitalsforst bei Eichgraben, Johannisstein bei Hain (mit Amphibol und Titanit), Lausche bei Zittau, Falkenau bei Kamnitz, Böhmisch Kamnitz, Kleisberg bei Röhrsdorf (mit Plagioklas und Hornblende), Hirschberg bei Kreibitz (mit Plagioklas), Mückehahn bei Böhm. Leipa, Swoikaner Berg bei Böhm. Leipa (mit Plagioklas), Schanzenberg bei Herwigsdorf, Hutberg bei Ostritz, Hainmauer zwischen Radmeritz und Wilkau, Klapperberg bei Radmeritz, Galgenberg zwischen Burkersdorf und Dittersbach, Dittelsdorf, Ober-Eckartsberg bei Zittau, Steinberg bei Dittelsdorf. — Ein Theil dieser Vorkommnisse kann möglicherweise zu den Nepheliniten oder auch zu den Tephriten gehören. — Nach Zirkel wären aus Sachsen noch nachzutragen ein Nephelinbasalt zwischen Joachimsthal und Platten, vom Cottaer Spitzberg bei Berggieshübel, Landberg bei Herzogswalde und Wilischberg bei Kreischa, nach E. Geinitz Stolpen.

Bořicky beschreibt als Nephelinitoide die Gesteine vom Vinaricer Berge, Paskapole zwischen Velmin und Boreslau, Hummelberg bei Podersam, Giershübel bei Langgrün, Beykov bei Jenschowitz, Grosse Borney, Buchsäuerling, Kühnelsberg bei Neustadtl-Sandau, Grabberg bei Beschgaben, Sattelberg bei Beschgaben, Hutberg bei Bensen, Galgenberg bei Mscheno, Chlomek bei Dobravic, Ranayer Berg am linken Elbufer, Framiki bei Meronitz, Lipenay bei Teplitz, Pokau bei Aussig, Schweizermühle zwischen Postic und Pokau, Habri bei Türmitz, Honosicer Berg, Hasenberg zwischen Kresen und Sedletz, Berg Blanik, Lobosch bei Lobositz, Radobyl bei Leitmeritz, Dlaschkowitz, Hohe Schafberg und Lindenberg bei Houska. Manche dieser Gesteine enthalten nach der Beschreibung keinen Augit, sondern nur Hornblende, oder doch vorwiegend Hornblende, ferner bald Leucit, bald Plagioklas und sind z. Th. nach der hier gebrauchten Nomenclatur zum Nephelinit, andere zum Tephrit zu stellen. — Als Nephelinanamesite werden beschrieben: Erste Teufelsmauer zwischen Smrzow und Böhm. Aicha, Zabity bei Böhm. Aicha und Kuhberg bei Neuschloss; — als Noseanite: St. Georgenberg bei Raudnitz, Salzberg bei Schlan, Mily bei Belosic (führt Melanit), Dlouhyberg bei Kosel, Mühlberg bei Duppau. — Als dichte Nephelinbasalte werden angeführt: Beloschic (mit reichlichem braunem Glase), Skrzin, Steingässel bei Rothaujezd (mit Amphibol und Leucit), Kirchberg bei Bukovic (mit Amphibol, Leucit und

Biotit), Kalamaika bei Kostenblatt, nordwestlicher Hügel des Wachholderberges bei Teplitz (mit Leucit), zwischen Hlinay und Pokratic, Kunraticer Villa bei Leitmeritz, Rabenstein bei Sebusein, Wellnitz, Vrátnyberg bei Mscheno, Spiegelberg bei Aussig, Spitzberg bei Peterwald unfern Tissa, Spitzberg bei Böhm. Leipa, Ronberg bei Daun (mit viel Plagioklas), Strimicer Berg, Kozakow, Muzskyberg bei Backofen, Buchberg (mit Amphibol), Spitzenberg bei Wartemberg, Koschumberg bei Luze. Auch von diesen Gesteinen möchte manches wohl nicht zu der in diesem Buche als Nephelinbasalte bezeichneten Familie gehören. — Nach Zirkel wäre von böhmischen Vorkommnissen nachzutragen: Domina bei Sebastiansberg und Veitskopf bei Karlsbad, nach Hansel der Spitzberg bei Cihana und der Spitzberg bei Manetin.

Nach Möhl's Angaben würden ferner zu den Nephelinbasalten zu rechnen sein die Vorkommnisse von der Landskrone bei Görlitz (mit Glimmer, der aber meinen Stücken fehlt), Rauschwalde (mit Leucit und Melilith), Schlauroth N. der Landeskrone, zwischen Jauernick und Ober-Pfaffendorf (glasreich), Köslitz bei Görlitz (mit Hornblende und Glimmer), Steinberg bei Lauban, Alt-Seidenberger Grund bei Görlitz in der preussischen Ober-Lausitz. — Auch von der kleinen Schneegrube im Riesengebirge beschreibt Möhl einen Nephelinbasalt, Trippke solche von Ullersdorf bei Hirschberg (haüynführend) und Lähnhaus bei Lähn in Schlesien.

Von ausserdeutschen Vorkommnissen kennt man durch Hussak (Mittheil. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1878) Nephelinbasalt von Gleichenberg in Steiermark. In den rothen Tuffen von der Krugfabrik erwähnt auch Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 547) Nephelin und Haüyn.

Aus Schonen in Schweden beschreibt Penck Nephelinbasalt vom Bosjö-Kloster, Eichstädt aus der Gegend von Gellaberg (mit reichlichem braunem Glase) und Anderstorp, bei Hagstad und Lillö. — Auf solche Vorkommnisse Schonens werden auch die entsprechenden Geschiebe der norddeutschen Tiefebene von Geinitz (Sternberg in Mecklenburg) und Haas (Segeberg in Holstein) zurückgeführt.

Vereinzelte Vorkommnisse sind die Nephelinbasalte von Roveredo in Südtyrol, von Tekut bei Ghadames in Nordafrika. An der Westseite des Sapanji Tepek in der Troas fand J. S. Diller Nephelinbasalt anstehend.

Von der pyrenäischen Halbinsel beschrieb van Werveke Nephelinbasalt von dem Valle do Bispo bei Monchique, Macpherson traf

ihn gangförmig im Gneiss zwischen Larazo und Las Cruces in Galizien, und Quiroga erkannte die Basalte am SW.-Rande des Tertiärbeckens der Mancha in der Umgebung von Ciudad Real als Nephelinbasalte. Sie sind frei von Haüyn, Melilith und Biotit, und werden von Tuffen begleitet, die aus Lapilli mit kalkigem Cäment bestehen.

Über Nephelinbasalte der Inseln des Grünen Vorgebirges giebt Doelter Kunde. Er unterscheidet nephelinarme Gesteine mit spärlichen Olivineinsprenglingen und zwei Generationen von Augit (S. Vicente, S. Thiago, Rio das Patas auf S. Antão), solche mit viel Olivin- und Augiteinsprenglingen und spärlicher, aber nephelinreicher Grundmasse (Rio das Patas), und dichte, nephelinarme Arten (S. Antão. Mayo, S. Thiago), welche in Limburgit übergehen.

Renard beschreibt Nephelinbasalt von Rat Island in der Fernando Noronha-Gruppe gegenüber dem Cap S. Roque, Pöhlmann aus dem Gebiet des Apa und Aquidaban im nördlichen Paraguay. Stelzner als Geschiebe aus dem Fluss Tucuman und aus dem Rio Primero in der Provinz Cordoba, sowie gangförmig aus dem Gneiss zwischen Anisacate und dem Puerto de Garay in der Sierra de Cordoba in Argentinien.

Sehr melilithreiche und haüynhaltige Nephelinbasalte beschrieben Wichmann und Cohen von der Insel Oahu.

Die Contactwirkungen der Nephelinbasalte sind ganz die gleichen, wie diejenigen der Feldspathbasalte. Am wichtigsten und interessantesten sind die Mittheilungen von Cohen und Chelius über die Veränderungen in eingeschlossenen Fragmenten von Rothliegendem und krystallinen Silicatgesteinen in den Basalten der Gegend von Darmstadt, sowie die Untersuchungen von v. Chrustchoff an demselben Material, dann die Angaben von van Werveke und Sauer über Einschlüsse von Gneiss und Granit im Nephelinit von Oberbergen im Kaiserstuhl und von Oberwiesenthal im Erzgebirge.

Erwähnung verdienen nach dieser Richtung auch die Beobachtungen von Vélain an der Côte d'Essey. Hier nimmt der Nephelinbasalt (La Molotte) in Berührung mit dem Gryphitenkalk durch Endomorphismus Labrador auf. Die an anderen Punkten der Côte d'Essey (Pointe de la Croix, La Biscatte) auftretenden eigentlichen Basalte haben die durchbrochenen Kalke und Dolomite unter Neu-

bildung von Wollastonit, Pyroxen und Magnetit marmorisirt. Die an den im Eruptivgestein eingeschlossenen Blöcken intensivste Umbildung wird geradezu mit der Bildung der Sommablöcke verglichen. — Der Nephelinbasalt von La Molotte wird von einem schmalen Gange von olivinfreiem Basalt durchsetzt.

Über Tuffbildungen der Nephelingesteine vergleiche man die Angaben von Sauer über den Eruptivstock von Oberwiesenthal und von Penck, zumal über die palagonitischen Tuffe des Hohenhöwen.

III. B. k. Die Familie der Melilithgesteine.

Literatur.

E. Bořicky, Über den Perowskit als mikroskopischen Gemengtheil eines für Böhmen neuen Olivingesteines, des Nephelinpikrites. Sitzber. Böhm. Ges. Wiss. 13. October 1876.

Fr. Eichstädt, Anomit från Alnö, Vesternorrlands län. Geol. Fören. i Stockh. Förhd. 1884. VII. No. 87.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885 und L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.

M. Schröder, Erläuterungen zu Section Zwota der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884.

A. Stelzner, Vorläufige Mittheilungen über Melilithbasalte. L. J. 1882. I. 229.

— Über Melilith und Melilithbasalte. L. J. B.-B. II. 1882. 369—440.

A. E. Törnebohm, Melilitbasalt fraan Alnö. G. F. i St. Förhd. 1882. VI. No. 76. 240.

— Nefelinit från S. Berge i Medelpad. Ibid. 1883. VI. No. 82. 548.

— Mikroskopiska Undersökning af några bergartsprof från Grönland. Ibid. 1883 VI. No. 84. 705—709.

Mineralogische Zusammensetzung der Melilithgesteine.

Es ist Stelzner's Verdienst, die Melilithgesteine zuerst aus der Reihe der Nephelingesteine abgeschieden zu haben, mit denen sie bis dahin verwechselt worden waren. Ihm verdanken wir auch die wichtigsten Beschreibungen der Constitution und die umfassendsten Mittheilungen über die Verbreitung dieser Gruppe. — Die Melilithgesteine, welche bisher nur olivinhaltig beschrieben worden sind, indessen hier und da auch vollkommen oder nahezu olivinfrei vorzukommen scheinen, sind durch alle denkbaren Zwischenglieder mit Nephelingesteinen verbunden. Sie treten unter zweierlei geologischen Verhältnissen auf. Einmal bilden sie Glieder einer jüngeren Basaltformation, welche die Tephrite, Nephelingesteine, Leucitgesteine und gewisse Limburgite umfasst; — dann aber erscheinen sie als Glieder einer im Vorhergehenden mehrfach angedeuteten

Gangformation, welche wieder von eigenthümlich ausgebildeten tephritischen Gesteinen bis zu Limburgiten reichend, allenthalben wo wir sie kennen, in naher Beziehung zu Elaeolithsyeniten stehen. Stelzner's Untersuchungen beschränken sich auf Repräsentanten der ersten Art. — Beide Gruppen bezeichnet man als Melilithbasalte. Dieser Name sollte jedoch auf die erste Gruppe beschränkt bleiben; die zweite bedarf eines eigenen Namens. Ich nenne sie Alnöite.

Der Melilith ist bald nur in einer, bald in zwei Generationen ausgebildet, welche beide mehr oder weniger idiomorph sind. Die Form ist ganz vorherrschend bis nahezu ausschliesslich diejenige des Humboldtilith, d. h. quadratischer oder oktogonaler, nach Törnebohm auch zwölfseitiger Täfelchen nach (001), deren Begrenzung randlich durch (110) (100), beziehungsweise eines dieser Prismen mit (hko) gegeben wird. Die Flächen der Verticalzone haben indessen meistens gerundete Kanten oder sind überhaupt nicht nachweisbar, so dass die Tafeln rundlich werden. Es scheint das eine Folge von Resorptionen, nicht ursprüngliches Fehlen der Flächen zu sein. Der Melilith umschliesst anscheinend niemals Flüssigkeitseinschlüsse, trotzdem dieselben im begleitenden Olivin und Augit (auch liquide Kohlensäure am Hochbohl bei Owen nach Stelzner) gelegentlich vorkommen. Dagegen sind Interpositionen von Perowskit, Augit, Magnetit recht verbreitet und haben gelegentlich bis zu bogenförmigen Sprüngen gesteigerte Spannungsphänomene im Wirth zur Folge. Die Augitmikrolithe sind meist tafelförmig nach einem Pinakoide, welches sich parallel der Basis des Wirthes legt. Die Anordnung der Interpositionen ist meistens eine centrale, aber auch wohl eine peripherische und concentrische, wodurch Basalschnitte des Wirths das Aussehen von Leucit erhalten können. — Der Melilith ist der Zersetzung ausserordentlich leicht zugänglich. Über den Verlauf dieser und die ferneren Eigenschaften des Minerals vergl. Bd. I. S. 321 ff.

Der Olivin ist der constanteste Begleiter des Melilith; er hat dieselben Eigenschaften wie im Basalt. In den meisten Gesteinen dieser Familie erscheint er nur in einer intratellurischen Generation; eine Olivinbildung während der Effusionsperiode scheint nur bei melilitharmen Vorkommnissen einzutreten.

Der Augit ist sehr oft in zwei Generationen ausgebildet; die älteren Einsprenglinge sind scharf idiomorph, oft zonal struirt mit verschiedenen Farben und verschiedener optischer Orientirung in

den einzelnen Zonen, beziehungsweise in Kern und Schale. Die herrschende Farbe ist graugrün oder röthlichgrau, der Pleochroismus gering oder nicht wahrnehmbar. Er umschliesst Glaseier, Flüssigkeiten (gelegentlich), Magnetit und Perowskit, selten Haüyn (Grebenstein). Die Mikrolithe der Effusionsperiode entbehren gemeiniglich der Einschlüsse und verhalten sich wie diejenigen der Basalte. — Es giebt Melilithgesteine, denen der Augit nahezu oder vollständig fehlt, und eine Abhängigkeit des Augitgehalts vom Melilithgehalt der Gesteine scheint mehrfach vorzukommen.

Biotit in braun bis hellgelbbraun durchsichtigen Tafeln und Blättern ist ein häufiger Übergemengtheil der Melilithbasalte. In den mit Elaeolithsyeniten verknüpften Vorkommnissen kann die Menge dieses Minerals eine sehr grosse werden und die Dimensionen desselben sind bedeutende, die Tafeln werden bis zu 2 qcm und darüber gross. Er ist deutlich und stark pleochroitisch, aber er hat meistens nur schwache Absorption, ähnlich den Biotiten der Peridotite. Dass abnormerweise die Absorption der parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen schwächer war als der dazu senkrecht vibrirenden, beobachtete Törnebohm bei sonst normalem optischen Verhalten in Gesteinen von Frederikshaab in Grönland. In ein und demselben Biotit verhielten sich verschiedene Stellen verschieden in dieser Hinsicht. Der Idiomorphismus der Glimmereinsprenglinge ist ein geringer, die randlichen Flächen fehlen oft ganz. Sehr verbreitet ist eine Verschiedenheit der Farbe im Centrum und einer meist schmalen randlichen Zone. Der Glimmer als Einsprengling umschliesst Melilith, Magnetit, Apatit, Perowskit, Chromit und Augit. — Dass der Glimmer z. Th. dem Anomit angehöre, wurde von Eichstädt und Lattermann nachgewiesen. — Wo der Biotit in der Grundmasse vorkommt, ist er besser idiomorph als die Einsprenglinge; tritt der Glimmer nur in der Grundmasse auf, so bildet er meistens unregelmässig gestaltete Blättchen und Läppchen. — Die Biegungen der Biotiteinsprenglinge sind oft sehr auffallend, nicht selten auch mit Torsionen verbunden. — Eine partielle Vertretung des Glimmers durch Hornblende ist selten.

Der, oft in bedeutenden Mengen vorkommende, nur sehr selten fehlende Perowskit, der Magnetit, der seltenere und spärlichere Granat, der häufig accessorisch beigesellte Nephelin und der weit seltenere accessorische Haüyn zeigen keine bemerkenswerthen Eigenthümlichkeiten.

Structur und Verbreitung der Melilithgesteine.

Die normale Structur der Melilithgesteine ist die porphyrische und zwar die holokrystallin-porphyrische Structur, bei welcher Olivin, Augit und Biotit, sowie bisweilen auch Melilith die Einsprenglinge und neben ihnen Apatit, Perowskit, Chromit, Magnetit, eventuell Hauyn die übrigen intratellurischen Ausscheidungen bilden. Die Reihenfolge derselben ist nach Stelzner Picotit als Einschluss von Olivin, Olivin, Augit, Magnetit und Perowskit, Melilith; Chromit wäre älter als Magnetit, die Entwicklungsperioden von Apatit und Biotit wären nicht sicher zu bestimmen. Ich möchte Chromit nicht von Picotit trennen, die Bildung des in Biotit und Augit beobachteten Apatits an den Anfang der Krystallisation des Gesteins verlegen und Magnetit und Perowskit vor Augit stellen. In dieser Sequenz würden die Anfänge der Bildungsperioden der genannten Mineralien sich folgen, ihr Abschluss ist sehr schwer mit Sicherheit festzustellen. In der Grundmasse folgen sich Olivin, Biotit, Augit, Melilith, Nephelin, wenn ersterer und letzterer überhaupt vorhanden sind. In manchen Fällen könnte man glauben, es sei auch ein amorpher Krystallisationsrückstand vorhanden, doch ist die sichere Entscheidung bei dem schlechten Erhaltungszustand dieser überaus leicht verwitternden Gesteine sehr schwer. Jedenfalls kennt man bisher keine vitrophyrischen Formen. Sicher erkannte Mügge eine Glasbasis in afrikanischen Vorkommnissen. — Durch mehr oder weniger vollkommenes Verschmelzen der intratellurischen und Effusionsperiode wird die Structur eine körnige. — Die Art und Weise wie der Calcit in den Melilithbasalten auftritt, legt oft die Vermuthung einer ursprünglich miarolitischen Ausbildung nahe. Die eckigen Hohlräume sind dann durch Calcit und Zeolithe ausgefüllt.

Typische Melilithbasalte finden sich in wenig bedeutenden, gangförmigen Vorkommnissen auf der schwäbischen Alb, so am Hochbohl und Bölle bei Owen, Neuhausen bei Urach, Sassberg bei Dettingen unter Urach, Dietenbühl an der Hürbenhalde WNW. Gruorn, Sternberg SW. Gomadingen, Zelge-Egelstein NW. Grabenstetten, Buckleter NW. Urach, Jusi- oder Kohlberg W. Neuffen, Kraftrain NO. Kirchheim, Zettelstadt O. Urach und am Neuhauser Weinberg. Ihnen schliesst sich der Basalt vom Wartenberg bei Geisingen SO. Donaueschingen an, welcher sich durch den Mangel des Perowskit nach Stelzner auszeichnet.

Ferner gehören hierher ein Basaltgang aus dem Granit des pomologischen Gartens bei Görlitz in der preussischen Lausitz, ein bei einer Brunnenabteufung angefahrenes Vorkommen beim Forsthaus Zeughaus im Thale des Grossen Zschand im NO. Theile der sächsischen Schweiz, und ein damit genau übereinstimmendes Vorkommen am Goldstein unweit des „bösen Hornes“ 1 km SW. von dem genannten Forsthaus. An den beiden letzten Punkten ist die Structur eine sehr deutlich körnige, und die Gesteine haben hohen Biotit- und Melilith- neben geringem Augitgehalt.

Bořicky beschrieb als Nephelinpikrite basaltische Gesteine vom Devin bei Wartenberg, vom Crassáberge und vom Horkaberge bei Svetla, welche dadurch von hohem Interesse sind, dass er in dem erstgenannten zuerst den Perowskit als mikroskopischen Gesteinsgemengtheil nachwies. Er gab die Zusammensetzung dieser Gesteine als aus Olivin, Nephelin, Biotit, Magnetit, Apatit, Perowskit, Picotit und etwa 33% eines Cäments bestehend an, welches aus einem Kalksilicat, wahrscheinlich Wollastonit, bestanden habe. Stelzner erkannte den Nephelin als Melilith und stellte das Gestein zum Melilithbasalt. Dasselbe durchbricht nach Stelzner gangförmig den Kreidesandstein des NO. Böhmens bei Wartenberg und lässt sich im Anstehenden und in Lesesteinen vom Ziegenrücken über den Kruhanken und Hammerer Spitzberg in NO. Richtung bis auf den Devin verfolgen. Nach letzterem Berge nennt Stelzner das Gesteinsvorkommen den Deviner Gang. NO. vom Devin tritt ein ganz identisches Gestein wohl als Fortsetzung des Deviner Ganges am Crassáer Spitzberge und am Wege von Crassá nach Drausendorf auf. Dieser mehrere km lange Gang streicht parallel den aus Nephelinbasalt bestehenden, als Teufelsmauern bezeichneten Gängen in einer 6 km betragenden Entfernung NW. von denselben. Das Gestein des Deviner Ganges zeigt Olivineinsprenglinge in einer dichten Grundmasse, welche von Chromit, Magnetit und Perowskit reichlich durchsprenkelt ist. Magnetit ordnet sich gern kranzförmig um Chromit, Perowskit und Magnetit umsäumen die Olivineinsprenglinge. Melilith in recht kleinen Individuen ist nicht gleichmässig durch die Grundmasse zerstreut, sondern zu fluidal geordneten Schwärmen zusammengedrängt. Auch Biotit, zwischen blass-gelblich, lichtgrünlich und lichtbräunlich pleochroitisch und oft mit grünem Saum um die braunen Blättchen ist ebenfalls recht ungleichmässig verbreitet. Eine farblose doppelbrechende Mineralsubstanz, welche als Nephelin gedeutet wird, bildet bald die Füllmasse für die übrigen

Gemengtheile, bald sammelt sie sich nesterförmig in körnigen Aggregaten, bald erweist sie sich auf weitere Entfernungen gleichmässig polarisirend, ähnlich wie in manchen Nephelinbasalten. Dieser Nephelin und der Melilith haben den Hauptantheil am Aufbau der Grundmasse. Augit fehlt vollständig.

Schröder beschreibt etwas nephelinhaltige, auch spärlich melanitführende Melilithbasalte vom Ursprung und aus dem Landesgemeindethal auf Section Zwota, Königreich Sachsen.

Törnebohm entdeckte Gänge von Melilithbasalt (Alnöit) im Elaeolithsyenit von Alnö (am Stornäset und bei dem Dorfe Kåtar) an der Westküste von Westernorrland in Schweden und auf dem gegenüberliegenden Festlande (W. von Pattäng, auf Brännäsudden SO. von Berge und um Söråker). Bei Berge tritt das Gestein in Gesellschaft von Nephelinit (S. 794) in schmalen, auf Alnö in 30, beziehungsweise 18 Fuss mächtigen Gängen auf, welche bei SO.—NW. Streichen am Salband feinkörnig werden. Die grossen Glimmerblätter des Gesteins liegen mit der Tafelfläche dem Streichen der Gänge angenähert parallel. Die Gesteine enthalten grosse Einsprenglinge von Biotit (beziehungsweise Anomit bei Kåtan), Olivin, Augit und Magnetit in einer Grundmasse, welche vorwiegend aus Melilith und Biotit, in geringerer Menge aus Augit und Magnetit besteht. Die Augiteinsprenglinge sind hellgelbbraun im durchfallenden Lichte. Perowskit und Apatit sind recht reichlich vorhanden. Der Melilith wird z. Th. in Granat umgewandelt. Calcit erscheint nach Törnebohm's Ansicht nicht nur als Zersetzungsproduct, sondern auch als Ausfüllungsmaterial der Poren des vielleicht ursprünglich miarolitisch struirten Gesteins. Hellere Flecken im Gestein bestehen entweder aus idiomorphem Melilith mit ebensolchem Glimmer und Augit, welche ihre Krystallspitzen in Calcit hineinstrecken, der das Centrum dieser Flecke bildet, oder aus Augit, Glimmer, Apatit und wenig Melilith. Die ersteren werden für Drusen-ähnliche Bildungen, die letzteren für Fragmente älterer Ausscheidungen aus dem Magma gehalten.

Aus der Gegend von Frederikshaab in Grönland beschreibt Törnebohm Blöcke eines augitfreien Melilithbasaltes, welche Einsprenglinge von Olivin in einer Grundmasse aus Olivin, Biotit, Melilith, Perowskit, Magnetit und Calcit enthalten. Andere Blöcke derselben Gegend stimmen mit diesem Gestein bis auf den Gehalt an Melilith, welcher nicht nachweisbar war.

Mit dem grobkörnigen Melilithbasalte (Alnöit) von Alnö stimmt

recht genau ein Ganggestein aus dem Potsdam Sandstone im Bette des Ottawa River am St. Ann's Point, Quebec, in Canada; derselbe enthält jedoch etwas Nephelin, soweit eine sichere Bestimmung bei dem mangelhaften Erhaltungszustand des Gesteins aus den Formen möglich ist. — Ebenso kommen sehr nahe verwandte Ganggesteine mit den brasilianischen Elaeolithsyeniten vor.

Mügge beschreibt Melilithbasalt (?Alnöit) vom Fusse des thätigen Vulkans Dönjo Ngai im Massai-Lande. Einsprenglinge von Biotit in grossen Tafeln (es ist Meroxen mit $\varrho < v$, $2E = 12^0\ 52'$), Olivin und Augit (mit grünem Kern und grauvioletter oder gelblicher Schale, ohne krystalline Begrenzung, während der Olivin solche z. Th. besitzt) liegen in einer ziemlich phaneromeren Grundmasse aus Biotit, Melilith, beide mit ausgefaserten Rändern, Augitkörnern und farbloser bis gelblicher Basis mit viel Magnetit und doppelbrechendem, zwillingsgestreiftem Perowskit. Neben Melilith kommt stellenweise Nephelin reichlich vor und die Schliffe einiger Proben sehen geradezu nephelinitähnlich aus.

Tuffe, welche geologisch mit dem schwäbischen Melilithbasalte verknüpft sind, beschreibt Penck (Z. D. G. G. 1879. XXXI. 540 sqq.) von der Kuller Mühle unweit Essingen, von Owen und von Dettingen bei Urach. Es sind reichlich mit fremden Gesteinsbrocken untermengte, durch Calcit verkittete Lapillituffe. Die Lapilli sind z. Th. sehr glasreich und enthalten neben Olivin, Augit, Magnetit und Perowskit auch Nephelin. Doch möchte man bei der Schilderung mancher Nepheline wohl an Melilith denken, dessen Ausscheidung derjenigen des Nephelin vorausgehen sollte.

III. B. 1. Die Familie der Limburgite und Augitite.

Literatur.

Em. Boficky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens. Prag. 1873.

L. G. Bornemann jun., Bemerkungen über einige Basaltgesteine aus der Umgegend von Eisenach. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. für 1882. Berlin. 1883. 149—157.

H. Bücking, Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Wald und aus der Rhön. Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1880. Berlin. 1881.

— Basaltische Gesteine der nördlichen Rhön. Ibid. für 1881. Berlin. 1882.

Salv. Calderon y Arana, Estudio petrografico sobre las rocas volcanicas del Cabo de Gata é Isla de Alborán. Bol. Com. Mapa geol. de España. 1882. IX.

C. Chelius, Erläuterungen zu Blatt Messel und Rossdorf der geolog. Karte des Grossherzogthums Hessen. Darmstadt. 1886.

E. Cohen, Limburgit von Forst. XV. Versammlg. des Oberrh. geolog. Ver. zu Dürkheim. 1882. 7.

C. Doelter, Über Pyroxenit, ein neues basaltisches Gestein. Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1882. No. 8. 140.

— Die Vulkane der Capverden und ihre Produkte. Graz. 1882.

Fr. Eichstädt, Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Stockholm. 1882.

H. Haas, Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogthümer Schleswig-Holstein. Kiel. 1885.

H. O. Lang, Erratische Gesteine aus dem Herzogthum Bremen. Aus: Abhdlg. herausg. v. d. naturw. Ver. zu Bremen. Göttingen. 1879. 149 sq.

A. Leppla, Zur Kenntniss des Limburgit von Forst. 41. Jahresber. der Polichia für 1882.

G. Linck, Die Basalte des Elsass. Strassburg. 1887.

A. Merian, Studien an gesteinsbildenden Pyroxenen. L. J. B.-B. III. 1884. 283—287.

H. Möhl, Die Basalte der preussischen Ober-Lausitz. Abhdlgn. der naturf. Ges. in Görlitz. 1874. XV.

— Die Basalte und Phonolithe Sachsens. Nova Acta d. k. Leop.-Carol. Deutsch. Akad. d. Naturf. Dresden. 1873. XXXVI. 4.

— Glasiger Haüynbasalt (Haüyntachylyt) von den Südsee-Inseln. L. J. 1875. 719.

— Lichter Magmabasalt vom Kratzenberg bei Cassel. L. J. 1876. 725.

O. Mügge, Untersuchung der von Dr. G. A. Fischer gesammelten Gesteine des Massai-Landes. Hamburg. 1885 und L. J. B.-B. IV. 1886. 576—609.
Franc. Quiroga, Limburgita de Nuévalos (Zaragoza). Anal. Soc. Esp. de hist. nat. Madrid. 1885. XIV. 75—93.
A. Renard, Notice sur les roches de l'île Heard. Bull. Acad. Roy. Belg. 1886. (3). XII. No. 8.
H. Rosenbusch, Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhls. L. J. 1872. 35 sqq.
Justus Roth, Petrographische Beiträge. M. B. A. 13. Jan. 1881.
Herm. Sommerlad, Vorläufiger Bericht über hornblendeführende Basalte. XX. Ber. d. Oberhess. Ges. für Natur- u. Heilkunde. 1881.
— Über hornblendeführende Basaltgesteine. L. J. B.-B. II. 1882. 139.
A. Stelzner, Melilithführender Nephelinbasalt von Elberberg in Hessen. L. J. 1883. I. 207.
A. E. Törnebohm, Mikroskopisk undersökning af några bergartsprof från Grönland. G. F. i St. Förhdl. 1883. VI. No. 84. 692—709.
L. van Werweke, Beitrag zur Kenntniss der Limburgite. L. J. 1879. 481.
Ferd. Zirkel, Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Structur der Basaltgesteine. Bonn. 1870.
J. M. Zujovics, Les roches des Cordillères. Paris. 1884.

Mineralogische Zusammensetzung der Limburgite und Augitite.

Die Limburgite und Augitite sind gemeinschaftlich dadurch charakterisirt, dass sie weder Feldspath noch ein feldspathähnliches Mineral als wesentlichen Gemengtheil enthalten, dass dagegen ein basaltischer Augit in hervorragender Weise an dem Aufbau derselben Antheil hat. Die beiden Gruppen unterscheiden sich dadurch, dass in den Limburgiten der Olivin sich zum Augit als wesentlicher Gemengtheil gesellt, während dieses Mineral den Augititen gänzlich oder bis auf unbedeutende Spuren fehlt. Hierin liegt es bereits ausgesprochen, dass Zwischenformen, wohl auch Übergänge zwischen den beiden Gruppen vorkommen. Man kann alle Limburgite und Augitite, vielleicht mit Ausnahme der Glieder einer bisher nur an wenigen Orten nachgewiesenen, an Elaeolithsyenite gebundenen Gangformation, als feldspathfreie basaltische Gesteine bezeichnen. Es ist nicht zu übersehen, dass wir keine feldspathfreien trachytischen Gesteine kennen; das beweist, mit welch richtigem Tact Bunsen die neovulkanischen Gesteine in trachytische und pyroxenische eintheilte.

Gesteine von der Zusammensetzung der Limburgite wurden zuerst von Zirkel beobachtet und in seinen „Basaltgesteinen“ beschrieben. Die untersuchten Handstücke stammten von der Blauen Kuppe bei Eschwege (es liegt wohl eine Verwechslung mit einem

andern Punkt der Gegend von Eschwege vor), von Naurod bei Wiesbaden (cf. S. 766) und von Plaschen bei Eisenach. Der letztgenannte Ort existirt nicht und Bornemann hat es wahrscheinlich gemacht, dass die untersuchten Stücke von der Stopfelskuppe bei Eisenach stammten. Zirkel glaubte jedoch aus diesen Vorkommnissen noch nicht eine eigene Gruppe machen zu sollen. Später fand ich diesen Typus der tertiären feldspathfreien Gesteine an der Limburg am Kaiserstuhl wieder, und nannte ihn Limburgit. Gleichzeitig und unabhängig entdeckte und beschrieb Bořicky durchaus identische Vorkommnisse in Böhmen, und bezeichnete sie als Magmabasalte. Jeder dieser Bezeichnungen ist gleichberechtigt; ich ziehe die von mir gewählte vor, weil sie für den genetischen Zusammenhang dieser Gruppe auch im Namen keine Grenze zieht. Irrthümlicherweise wird hie und da angenommen, Limburgit und Magmabasalt seien verschiedene Dinge.

Die Abtheilung der Augitite wurde unabhängig und ziemlich gleichzeitig von Doelter auf den Inseln des Grünen Vorgebirges und von Zujovics in den Anden von Venezuela aufgefunden, und war ursprünglich mit dem bereits für Glieder der krystallinen Schieferformation verwendeten Namen Pyroxenit belegt worden.

Die Limburgite oder vielmehr eine kleine Abtheilung derselben, welche man als feldspathfreie eigentliche Basalte auffassen kann, haben ihre Vorläufer in den Pikritporphyriten der palaeovulkanischen Gesteinsreihe und in gewissen Peridotiten der Tiefengesteine. Die Analogie ist jedoch auch in dieser Beschränkung nur z. Th. eine zutreffende. Wir kennen weder einen Limburgit oder Augitit, noch einen Pikritporphyrit, welcher nicht unter gewissen Entwicklungsbedingungen einen feldspathigen Gemengtheil hätte ausscheiden können, ja müssen; dagegen giebt es Peridotite, welche unter keinen denkbaren Bildungsverhältnissen hätten feldspathhaltig werden können. Die Limburgite und Augitite sind sonach nicht nothwendig, sondern nur zufällig feldspathfreie Gesteine, gewissermaassen olivinhaltige und olivinfreie Basalte, Tephrite, Nephelin- und Leucitgesteine, deren intratellurische und deren Effusionsperiode abschloss, ehe die Ausscheidung von Feldspath, Nephelin oder Leucit begonnen hatte. Wir kennen bisher keine Limburgitform der Melilithbasalte.

Zu den wesentlichen Gemengtheilen der Limburgite und Augitite, Olivin und Augit, gesellen sich wohl ziemlich ausnahmslos Magnetit oder Ilmenit und Apatit. Ebenso ist ausnahmslos, aber allerdings in sehr schwankender, oft auf ein Minimum herabsinkender

Menge eine Glasbasis vorhanden, ein Krystallisationsrückstand. Die normale Zusammensetzung ist sehr verbreitet. Nicht selten aber treten in kleiner Menge, die genetischen Beziehungen zu bestimmten basaltischen Gesteinen andeutend, Plagioklas, Nephelin, Leucit, Haüyn, Chromit und Perowskit auf. Auch Titanit wird hie und da als accessorisch vorhanden angegeben. Biotit in den bei Nepheliniten und Nephelinbasalten üblichen Formen ist in einer bestimmten Abtheilung nicht gerade selten. — Die Hornblende ersetzt in einer noch wenig bekannten Abtheilung der Augitite und olivinarmen Limburgite den Augit in einer gewissen Weise.

Der Olivin, welcher bald nur in einer älteren intratellurischen, bald auch noch in einer mikrolithischen Generation der Effusionsperiode entwickelt ist, hat ganz die Eigenschaften des Olivins der Basalte. Bald eisenreich, bald eisenarm, zeigt er auch die chemischen und mechanischen Deformationen wie im Basalt, und die gleichen Umwandlungen. Bei rother Farbe, welche sich wohl vorwiegend bei den eisenreichen, hyalosiderit- und fayalitähnlichen Arten entwickelt, ist er oft deutlich pleochroitisch. Bauer (L. J. 1887. I. 1) bestimmt am Hyalosiderit von der Limburg bei nach (010) tafelförmigem, oder nach c, beziehungsweise nach a säulenförmigem Habitus die Flächen (110), (120), (010), (021), selten (101), (111), (001). — Der Idiomorphismus der mikrolithischen Olivine ist stets, der der älteren Generation oft ein vollendeter.

Der Augit ist ebenfalls entweder in zwei oder nur in einer Generation vorhanden; doch ist hervorzuheben, dass wohl nie die Augite der Effusionsperiode, dagegen oft die der intratellurischen fehlen, während dieses bei dem Olivin umgekehrt ist. Die Menge des Augits jüngerer Generation steht, von den hornblendereichen Augititen abgesehen, in einer strengen Beziehung zum Basisreichthum der Gesteine; sie ist um so grösser, je spärlicher die Basis vorhanden ist. Auch der Idiomorphismus der Augite ist ein hoher, oft ein vollkommener. Wie bei allen basaltischen Gesteinen ist der Habitus säulenförmig nach c oder tafelförmig nach (100), welches oft gebogen ist. Spaltbarkeit, Zonarstructur, Zwillingsbildungen und Einschlüsse sind wie bei den basaltischen Gesteinen. Glaseinschlüsse herrschen, Flüssigkeitseinschlüsse sind selten. Umwachsung von Olivin durch Augit kommt vor. — Der Habitus der Augite, ihre Farbe und ihr Pleochroismus wechselt und entspricht bald dem Verhalten im Basalt, bald demjenigen in den Tephriten, Nephelin- und Leucitgesteinen. Auch zweierlei verschiedene Augite

treten oft neben einander auf, und fast stets kann man Farbenunterschiede zwischen den Einsprenglingen und den Augiten der Grundmasse erkennen.

Die Hornblende der Limburgite und Augitite ist stets braun, oft stark, oft nur schwach pleochroitisch. Ihr Habitus ist meist ausgesprochen prismatisch, der Idiomorphismus vollkommen. In den mit Elaeolithsyeniten verbundenen Augititen ist sie zweifellos jünger, als der Augit, denn sie umwächst diesen. Auch sie ist bald, jedoch selten in zwei Generationen, bald nur in einer vorhanden.

Die accessorischen Mineralien haben dieselben Eigenschaften wie in den entsprechenden basaltischen Gesteinen.

Die Basis der Limburgite und Augitite ist nach Menge und Farbe sehr wechselnd. Sie beträgt in einzelnen Vorkommnissen bisweilen ebensoviel wie die Ausscheidungen (Limburg, Gethürms bei Angerod, Palma, Serra de Tinguá in der Provinz Rio de Janeiro, Brasilien), und sinkt in anderen bis auf schwer nachweisbare Spuren herab. Basisarme Gesteine sind häufiger, als basisreiche; auch in demselben Gesteinskörper wechselt ihre Menge zwischen diesen äussersten Extremen (Limburg bei Sasbach), wahrscheinlich, wenn auch nicht nachgewiesenermaassen, mit der Entfernung von der Abkühlungsoberfläche. — Bisweilen blutroth bis gelbroth (Limburg) oder orangeroth (Palma) ist sie zumeist bräunlich und dann gern globulitisch gekörnelt, oder farblos und dann gern mikrolithen- und trichitenhaltig. Nach dieser Farbenverschiedenheit unterschied Bořicky in Böhmen „dunkle“ und „lichte Magmabasalte“; er fügt hinzu, dass die Basis der ersteren reich an Trichiten und Augitskeletten, die der letzteren dagegen reich an spiessigen Mikrolithen oder an körnig staubigen, grauen oder gelblichen Gebilden sei. In den Limburgiten der Rhön und des Vogelsbergs fand Bücking, dass die Basis derselben bei brauner Farbe von Salzsäure kaum oder gar nicht angegriffen wurde, während sie bei heller Farbe oder Farblosigkeit mit Salzsäure gelatinirte. In der Gelatine schieden sich beim Eintrocknen Kochsalzwürfelchen aus. Die ersteren Limburgite nennt er Limburgite erster Art und parallelisirt sie mit den Feldspathbasalten, die letzteren heissen bei ihm Limburgite zweiter Art und werden von Nephelinbasalten abgeleitet. In anderen Limburgiten findet sich in schwankenden Mengen und fleckenweise wechselnd eine braune, von Salzsäure nicht auflösbare und eine helle, mit Salzsäure gelatinirende Basis. Da aus der Gelatine solcher Gesteine sich Kochsalzwürfelchen abscheiden,

so meint Bücking, diese dritte Form verhalte sich zu den Basaniten oder Basanitoiden, wie die erste zum Feldspath-, die zweite zum Nephelinbasalt. Sollte nicht die eine Basisart von eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten herrühren? Die Differenzirung eines einheitlichen Magmas in einen löslichen und einen unlöslichen Theil wäre auffallend. — Die farblose Basis der Limburgite wird verhältnissmässig leicht von den Atmosphärilien kryptokrystallin umgewandelt. — Doelter fand, dass die Basis mancher Limburgite auf den Inseln des Grünen Vorgebirges von Salzsäure z. Th. unter Ausscheidung pulveriger Kieselsäure gelöst werde.

Structur und Verbreitung der Limburgite und Augitite.

Die Structur der Limburgite und Augitite ist bei normaler Ausbildung eine porphyrische, insofern eine ältere Generation von Augit sehr häufig, eine solche von Olivin oder Hornblende seltener einer jüngeren Generation derselben Mineralien gegenübersteht. Dabei ist durchaus ausnahmslos die besondere Ausbildungsform eine hypokrystallin-porphyrische. Man kennt bisher keine holokrystallin-porphyrische und keine holokrystallin-körnige Entwicklung. Wohl aber kommt und nicht eben allzu selten insofern eine Abweichung von der porphyrischen Structur vor, als die intratellurischen Mineralbildungen vollkommen fehlen, so dass die Gesteine in absolut flüssigem Zustande oder doch höchstens mit bereits ausgeschiedenem Erz und Apatit zu Tage traten oder in Gängen aufstiegen.

Als Typus der glasreichen Limburgite wird man das in grossen Steinbrüchen aufgeschlossene Vorkommen von der Limburg bei Sasbach* am Kaiserstuhl ansehen dürfen, dessen Glasbasis ihres hohen Wassergehalts wegen zu den Pechsteingläsern gezählt werden muss. Dieselbe ist stellenweise fast mikrolithenfrei, an anderen Stellen dagegen bis zum fast vollständigen Verschwinden des Glases

* Als Nachtrag zu meiner oben citirten Arbeit über den Limburgit möchte ich hier bemerken, dass derselbe an der Localität, von der ich ihn benannte, auch in compacter Decke oder vielmehr als Strom auftritt, und dass mir heute auch das damals beschriebene Vorkommen nach oft erneuter Betrachtung nicht mehr als ein Agglomerat scheint aufgefasst werden zu können. Wenn Zirkel (Mikroskop. Beschaffenheit der Mineralien u. Gesteine, p. 440, Anm. 1) den Limburgit eher einem „cämentirten und alterirten peperinähnlichen Tuff" ähnlich findet, als einem „directen Erstarrungsgebilde", so erklärt sich das wohl daraus, dass ihm nur sehr schlechte Handstücke zu Gebote standen. — Auf welche Thatsachen hin J. Roth (Beiträge zur Petrographie der plutonischen Gesteine. Berlin. 1873. LIV u. LVI) den Magmabasalt Boricky's und den Limburgit zu den „Verwitterten Gesteinen" hat stellen mögen, ist nicht ersichtlich.

durch Augit- und Olivinmikrolithe ersetzt, denen sich hie und da in geringer Menge Feldspathmikrolithe von trichitischem Habitus beigesellen. — Ein anderes, ähnliches Vorkommen vom Kaiserstuhl ist mir nur durch Lesestücke aus der Gegend von Ihringen bekannt geworden. — Derselben geologischen Formation gehört wohl der Limburgit von Reichenweier im Ober-Elsass an. Von dem lichtgelben bis farblosen Augit desselben erwähnt Linck ausser der normalen Spaltbarkeit nach (110) auch eine Absonderung nach (100), und eine Querabsonderung in den Schnitten der Verticalzone. Der Olivin ist alkali- und thonerdehaltig. Das Gestein führt zahlreiche Einschlüsse von Sandstein, Schiefer, Quarz, Gneiss und Kalkstein, welche z. Th. ähnlich wie auch sonst im Basalt verändert sind. Die kleineren sind oft vollkommen eingeschmolzen und haben Residua eines tachylytähnlichen Glases hinterlassen. Das Gestein ist glasarm, die Basis gelatinirt nicht mit Säure.

Nach dem Verhalten seiner Basis gegen Salzsäure gehört der von Cohen und Leppla beschriebene Limburgit vom Pechsteinkopf bei Forst in der Pfalz zum Limburgit zweiter Art Bücking's.

J. Roth erkannte das den Buntsandstein im Rehgraben bei Nierstein in Rheinhessen durchsetzende Basaltgestein als einen Limburgit mit geringem Gehalt an accessorischem Feldspath. — Im rechtsrheinischen Hessen ist der Limburgit nach Chelius nicht selten. So beschreibt er ihn als Gang im Granitit am Erlenweg bei Darmstadt (mit Nestern von grünem, gelblichem und farblosem Glas, in denen und in deren Nachbarschaft zahlreiche kleine Hornblendenadeln entwickelt sind, offenbar eingeschmolzene Gesteinsfragmente); im Walde SO. Dietzenbach NW. Messenhausen (mit kräftiger Contactschmelzzone im Rothliegenden und massenhaft eingeschmolzenen Gesteinsfragmenten, welche Glasmandeln bilden. Chelius machte die interessante Beobachtung, dass diese Schmelzgläser sich an der Luft und im Sonnenlichte schon im kurzen Zeitraume eines Tages merklich krystallin verändern; analoge Beobachtungen hat Judd an sauren und basischen Gläsern auf frischer Bruchfläche gemacht); Langen (noch einschlussreicher als Dietzenbach); Stücksbühl am Wege von Messel nach Dieburg, und Hanauer Weg an der Kreuzung mit der Speierhügelschneise (beide mit ähnlichen Einschlüssen).

Nach der Beschreibung von Sommerlad wäre das basaltische Gestein vom Beuelberg bei Kircheip SO. vom Siebengebirge wohl ein Hornblendebasalt in Limburgitform.

In Hessen ist der Limburgit durch accessorischen Feldspath, Nephelin oder Leucit mehrfach in seiner Zusammengehörigkeit mit bestimmten Basaltgesteinen erkennbar, so an der SW.-Ecke des Weinbergs bei Cassel, unfern der Mühle, am Hügelsberg bei Elfershausen am Knüll, am Junkerskopf bei Metze und Hahn bei Holzhausen im Habichtswald, am Südabhang der Klaus bei Elben (nach Möhl und Stelzner), Oberaula bei Ziegenhain, Stoppelberg bei Hünfeld, Kratzenberg bei Cassel (nach Möhl). — Im Vogelsberg liegt das glasreiche und olivinarme Vorkommen von Gethürms bei Angerod. Nach Bücking's Angaben sind Limburgite erster Art recht verbreitet im Vogelsberg.

In der Rhön und im Gebiet zwischen Rhön und Thüringer Wald sind nach Bücking die Limburgite zweiter Art sehr verbreitet. Von solchen beschreibt er die Vorkommnisse vom Schleitberg und Mittelberg bei Geisa, Südende von Wölf bei Eiterfeld, Bielstein bei Oechsen (hornblendeführend), Hundskopf bei Lengsfeld, Hahnberg N. Oberkatz und kleiner Gleichberg bei Römhild. Zweierlei Glas enthält der Limburgit von der Kuppe bei Mehmels. — Bornemann beschreibt den Limburgit von der Stopfelskuppe und von Hörschel bei Eisenach. Proben der von Bornemann beschriebenen Localitäten liegen mir durch die Güte des Herrn Frantzen vor. Das Gestein von der Stopfelskuppe ist z. Th. nicht gerade arm an braunem Glase und entspricht genau der Beschreibung, welche Bornemann giebt. Andere Proben sind fast holokrystallin und enthalten neben spärlichem farblosen Glase etwas Nephelin. Dieser letzteren Modification entsprechen mehr oder weniger genau die Handstücke aus den Gängen im Muschelkalk bei Hörschel (cf. S. 798).

Aus Sachsen erwähnt Stelzner einen Limburgit vom kleinen Winterberg zwischen Elbe und dem bei Schandau mündenden Kirnitzschbach. — Möhl giebt ihn vom Haunsberge in der Nähe des Kuhstalls in der sächsischen Schweiz an.

In der Lausitz kommen nach Möhl Limburgite am Herrenberg bei Marklissa und am Kirchberg bei Sproitz vor.

Nach Bořicky ist der Limburgit sehr verbreitet in Böhmen. Er beschreibt ihn als „dunklen Magmabasalt" vom Kaninchenberg bei Mireschowitz, Sauberg bei Svindschitz, Zinkenstein bei Kosel, Kohlberg bei Mileschau (die letzten drei mit etwas accessorischem Hypersthen). Skalka, Kamyk bei Vsechlab (mit etwas Amphibol), Dzeiberg, Srbsko, Spojiler Gang bei Pardubitz (mit Amphibol), Schenkelberg bei Kosel, Boreslau, Rücken der Paskapole, Schöbl's

Steinbruch bei Gabel und Kahle Stein bei böhmisch Leipa (mit etwas Nephelin und Plagioklas). Als „lichte Magmabasalte“ nennt er die Vorkommnisse vom Pschanberge bei Laun, Kreuzberg bei Liebshausen (mit etwas Nephelin), Budy bei Backofen (mit Amphibol), Alperstein bei Dauba, Limberg bei Wartenberg (nach Stelzner Feldspathbasalt), Rumburg (mit etwas Plagioklas und „minder individualisirtem Nephelin“), Kuzover Berg bei Triblic (mit etwas Nephelin und Bronzit), Geltschberg bei Libeschitz (mit etwas Plagioklas), Reichenau (mit etwas Plagioklas und „minder individualisirtem Leucit“).

Nach Eichstädt's Beschreibung gehören zum Limburgit aus der Basaltformation Schonens die von ihm als Glasbasalt bezeichneten Vorkommnisse vom Hagstadsberge bei Hagstad, von Laangstorp, Vaxsjön, Koholma, Klingstorp, S. von Anderstorp und Stenkilstorp. Dieselben enthalten z. Th. kleine Mengen von Plagioklas. — Mit dem Gestein von Hagstad identificirt Haas ein Glacialgeschiebe von der Wilhelminenhöhe in Gaarden bei Kiel. — Lang beschreibt einen basisarmen Limburgit als Geschiebe aus dem Herzogthum Bremen.

Aus Spanien kennen wir den Limburgit gangförmig im Silur von Nuévalos (Zaragoza). Derselbe gehört zur Nephelinbasaltformation des centralen Spaniens. Interessant ist ein aus Enstatit abgeleiteter Bastitgehalt, den Quiroga angiebt; der Olivin ist kalkhaltig; in vereinzelten Individuen kommt Melilith, etwas häufiger Biotit vor. Der Glasgehalt ist sehr gering. — Calderon beschreibt einen biotithaltigen Limburgit von Cuevas de Vera in der Provinz Almeria.

Die nach Doelter's Angaben auf den Inseln des Grünen Vorgebirges sehr verbreiteten Limburgite sind augitreich, olivin- und glasarm. Sie scheinen trotz der oft dunklen Färbung der Basis zum Limburgit zweiter Art Bücking's zu gehören, wofür auch gelegentlicher accessorischer Nephelin spricht. Die nicht spärlichen Fundorte liegen auf den Inseln S. Antão, S. Thiago und S. Vicente.

Durch seinen Augitreichthum ist auch der von Törnebohm beschriebene Limburgit von Grönland ausgezeichnet. — Aus Südamerika kenne ich normalen Limburgit aus dem oberen Ribeira-Thal bei Yporanga, Prov. S. Paulo, und von mehreren Punkten der Provinz Rio de Janeiro in Brasilien.

Vom Maeru-Vulkan im Massai-Lande giebt Mügge Limburgit zweiter Art an, aber die Augiteinsprenglinge sind zonar gebaut und haben grünen Kern und grauviolette Schale, wie das für normale Basalte charakteristisch, in Nephelinbasalten recht selten ist.

Normalen Limburgit mit braunem Glase, Olivin und Augit in zwei Generationen fand Renard unter den von der Challenger-Expedition auf der Insel Heard gesammelten Gesteinen.

van Werveke beschreibt einen Limburgit von Palma, welcher in dunkelorangefarbener, mikrolithenreicher Basis Einsprenglinge von Magnetit, Olivin, Augit (hellgraugrün; die kleineren Einsprenglinge mit Sanduhrstructur sind fast oder ganz farblos) und Amphibol (älter als Augit, stark pleochroitisch, c dunkelrothbraun, b hellrothbraun, a strohgelb) enthalten. Auch der Olivin ist roth und pleochroitisch. Dieses Gestein darf wohl trotz seines beträchtlichen Amphibolgehalts zum normalen Limburgit gestellt werden.

Es wäre zu erwarten, dass die Augitite geologisch an die Limburgite gebunden wären, wie die Basanite an die Tephrite, die Nephelinbasalte an die Nephelinite u. s. w. Unsere Kenntniss von den Augititen ist noch eine zu fragmentare, um übersehen zu können, in wie weit diese Erwartung sich bestätigt. Am verbreitetsten finden sich dieselben auf den Inseln des Grünen Vorgebirges (S. Antão, S. Thiago, Maio, S. Vicente), und hier bekunden sie durch accessorischen Olivin ihre Verwandtschaft mit den Limburgiten, durch Nephelin, Haüyn, Biotit und Plagioklas als spärliche Beimengungen ihre genetischen Beziehungen zu den verschiedenen basaltischen Gesteinen. Die Menge der Basis ist im Allgemeinen eine geringe; dieselbe pflegt braun zu sein, seltener farblos.

Zujovics beschreibt Augitite von Cura und von Semen bei Cura in Venezuela, in deren Grundmasse neben Augitmikrolithen auch Titanit in Körnern und Aktinolithmikrolithe auftreten. Letztere häufen sich in Nestern, als nähmen sie den Raum eines verschwundenen Minerals ein. Man denkt unwillkürlich an eingeschmolzene Gesteinsfragmente. Magnetit fehlt dem Gestein. Der Verf. nennt das Gestein auch bei Tafira auf Gran Canaria vorkommend; es ist hier nephelin- und feldspathhaltig. — Nach den Angaben von Zujovics hat Fouqué einen Augitit bei Barraque unfern Brioude, Hte.-Loire, aufgefunden. — Dass Limburgit in der centralfranzösischen Basaltformation vorkomme, beweist ein mir vorliegendes Handstück von ?Murat.

Den ersten Augitit scheint Möhl kennen gelernt zu haben. Derselbe stammt von den Südsee-Inseln und enthält Haüyn, Augit, Hornblende, Apatit und Titanit in braunem Glase. Möhl nannte das Gestein glasigen Haüynbasalt oder Haüyntachylyt.

Aus der böhmischen Basaltformation ist mir ein typischer Augitit

von der Paschkapole zwischen Velmin und Boreslau bekannt geworden.

Eine eigenthümliche Gruppe von Augititen, welche sich durch gleichmässigen Gehalt an Amphibol und Augit in scharf idiomorphen Krystallen in einer oft stark von farblosen Mikrolithen durchspickten farblosen Glasbasis auszeichnet, tritt gangförmig in Verbindung mit Elaeolithsyenit an mehreren Punkten der Provinz Rio de Janeiro in Brasilien, besonders reichlich und mannichfaltig in der Serra de Tinguá auf. Die Hornblende, welche jedenfalls z. Th. jünger ist als Augit, kann in bedeutender Menge durch Biotit vertreten werden. Magnetit und Apatit fehlen nicht. Der Amphibol überwiegt den Augit oft bedeutend an Menge. Accessorisch finden sich Haüyn, Olivin (selten in beträchtlicher Menge, gern von Amphibol- und Augit-, oder von Biotitkränzen umgeben) und selten Spinellide. Die farblose Basis ist fast stets sehr reichlich vorhanden. Es kommen Varietäten vor, in denen unter entsprechender Abnahme der Basis Nephelin, basischer Feldspath und hie und da Melilith sich entwickeln. Die Basis zeolithisirt sehr leicht. Die Ausscheidungen sind meistens nur in einer, seltener in zwei Generationen vorhanden. — Ein mit diesen brasilianischen identes Vorkommen wurde bereits von VAN WERVEKE als Gang im Foyait der Serra de Monchique in Südportugal beschrieben. — Sonst ist mir diese Gesteinsgruppe noch von Fernando Noronha (der Phonolith dieser Insel enthält Elaeolithsyenit-Einschlüsse) bekannt geworden, hier amphibolarm und mit eigenthümlichen ? Biotitmikrolithen. — Ziemlich genau schliesst sich diesem Typus ein von CHELIUS beschriebener „Basalt“ vom Hainer Wald, N. Dörners Mühle bei Langen, Sect. Messel, Hessen-Darmstadt, an.

Anhang.

Vulkanische Aschen und Sande.

Literatur.

A. Baltzer, Geognostisch-chemische Mittheilungen über die neuesten Eruptionen auf Vulcano und die Producte derselben. Z. D. G. G. 1875. XXVII. 36—82.

— Über Kieselsäure-Aschen von Volcano. Ibid. 1875. XXVII. 365—368.

Alf. Cossa, Osservazione chimico-microscopiche sulla cenere dell' Etna caduta a Reggio di Calabria il 28 Maggio a sc. e sulla lava raccolta a Giarre il 2 Giugno. R. Accad. Lincei (3). III. 1879. — C. R. LXXXVIII. 1358.

J. S. Diller, Volcanic sand which fell at Unalaschka, Alaska, Oct. 20. 1883. Science. III. No. 69. May 30. 1884.

Dufrenoy, Chemische und mikroskopische Untersuchung einiger vulkanischer Aschen. Ann. min. 1837 (3). XII. 355. L. J. 1838. 328—332.

C. W. Gümbel, Über die in Norwegen gefallenen Vulkanaschen. Ausland. 1875. 466.

— Vulkanische Aschen des Aetna von 1879. L. J. 1879. 859.

Edw. Hull, The volcanic dust of Barbadoes 1812. Geol. Mag. 1875. 287.

O. Lang, Vulkanische Asche vom Turrialba in Costarica. Nachr. K. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1875. No. 14.

A. von Lasaulx, Vulkanische Asche von Durtol in der Auvergne. L. J. 1871. 686—687.

H. J. Johnston-Lavis, On fragmentary ejectamenta of volcanoes. Proceed. of the Geologists' Association. IX. No. 6.

G. P. Merrill, Notes on the composition of certain pliocene sandstones from Idaho and Montana. Amer. Journ. Sept. 1886. XXXII. 199.

— On deposits of volcanic dust and sand in southwestern Nebraska. Proceed. U. S. Nat. Mus. 2. April 1885.

J. Murray et A. Renard, Les caractères microscopiques des cendres volcaniques et des poussières cosmiques et leur rôle dans les sédiments de mer profonde. Bull. Musée Roy. d'hist. nat. de Belgique. 1885. III. 1—23.

A. Penck, Studien über lockere vulkanische Auswürflinge. Z. D. G. G. 1878. XXX. 97—130.

W. Prinz, A propos des coupes de diatomées du „Cementstein" du Jutland. Description minéralogique de cette roche. Bull. Soc. Belg. de microscopie. 1885. 11ième Année. No. VI et VII. 147—181.

G. von Rath, Vulkanische Asche der Ausbrüche auf Island im Winter 1874. L. J. 1875. 506—517.
A. Scacchi, Über den Ursprung der vulkanischen Asche. Rendiconto della R. Accad. d. sc. di Napoli. Agosto 1872. — Im Auszuge übersetzt von Rammelsberg. Z. D. G. G. 1872. XXIV. 545 sqq.
H. Vogelsang, Vulkanische Aschen von Santorin und vom Kloet auf Java. In Philosophie der Geologie. Bonn. 1867. 176 sqq.
Ferd. Zirkel, Vulkanische Aschen und Sande. L. J. 1862. 16—25.
— Vulkanische Asche, die am 29./30. März 1875 in Norwegen fiel. L. J. 1875. 399.

Zu Häupten dieses Capitels ist die Literatur über lockere vulkanische Auswürflinge nur insoweit angeführt, als sie nicht bereits bei den einzelnen Gesteinsfamilien, zu denen gewisse Aschen und Sande gehören, Erwähnung fand. Man vergleiche u. a. die Literatur zu den Andesiten, wo die zahlreichen mikroskopischen Untersuchungen über die Krakatau-Aschen des Jahres 1883 angegeben sind. — Es sollen auch hier nicht die Verhältnisse der mineralogischen Zusammensetzung der vulkanischen Aschen und Sande, welche sich aufs engste an diejenigen der entsprechenden Effusivgesteine anschliessen, beschrieben werden. Es sollen vielmehr nur solche Beziehungen kurz erwähnt werden, welche einerseits diesen Auswurfsmassen als solchen im Gegensatz zu den compakten Gesteinen eignen, und welche andererseits zur Erklärung der eigenthümlichen Structur gewisser Schichtgesteine beitragen können.

Wenn gesagt wurde, dass die mineralogische Zusammensetzung vulkanischer Aschen und Sande die gleiche sei, wie diejenige der entsprechenden Massengesteine, so ist dieses nur mit gewissen Einschränkungen vollgültig. Da diese lockeren Auswurfsmassen in ihren einzelnen Partikeln sehr verschiedenes specifisches Gewicht haben, und demnach in ihrem Fluge durch die Atmosphäre einer Art äolischem Schlemmprocess unterworfen werden, so müssen die relativen Mengen krystallisirter und amorpher Partikeln und die relativen Mengen der einzelnen krystallinen Ausscheidungen wesentlich andere sein, je nach der Entfernung vom Ausbruchspunkt, in welcher sie niederfallen und gesammelt werden. Die Erfahrung bestätigt diesen Schluss durchaus. Dann aber ist wegen der geringen Dimensionen dieser Gebilde und ihrer dadurch bedingten ungeheuer grossen Abkühlungsoberfläche, sowie durch den continuirlichen Ortswechsel in einem vorzüglichen Wärmeleiter, den sie erfahren, die Periode der extratellurischen Gesteinsentwicklung eine überaus viel kürzere im Vergleich zu derjenigen der compakten Effusivmassen. Dem entsprechend müssen wir eine weit häufigere

vitrophyrische Ausbildung und sehr geringe Dimensionen der mikrolithischen Gebilde erwarten. Auch das bestätigen alle Untersuchungen.

Die früher öfters discutirte Frage nach der Herkunft der vulkanischen Aschen und Sande, ob dieselben zerriebenes, festes Gesteinsmaterial oder zerstiebte Lava seien, dürfte heute kaum noch aufgeworfen werden. So ziemlich alle Beobachter, und jedenfalls alle Thatsachen sprechen zu Gunsten der letzteren Annahme. Damit soll natürlich nicht gesagt werden, dass sich nicht auch wechselnde Mengen triturirten festen Materials der Kraterwände der zerstiebten Lava beimengen können und gelegentlich beigemengt haben.

Denken wir uns durch Gas- oder Dampfentwicklung in Folge plötzlich abnehmenden Drucks die Lavamasse in einem Krater zerstieben, wie das Sodawasser in einer rasch geöffneten Flasche, so werden die lockeren Auswurfmassen sehr verschiedene petrographische Natur haben, je nachdem der Process der intratellurischen Gesteinsentwicklung mehr oder weniger weit gediehen war. Durch dieses Verhältniss wird wesentlich die relative Menge krystalliner und amorpher Ejectamente bedingt werden. Die grössere oder geringere Heftigkeit der Dampfentwicklung, der Grad der Viscosität der Lava und der Adhäsion zwischen den ausgeschiedenen Krystallen und dem glasigen Krystallisationsrückstande oder Magma, in geringerem Grade auch die Mengenverhältnisse dieser beiden werden für die Dimensionen und die Form der Auswurfsmassen bestimmend sein. Die in den vorhergehenden Capiteln gegebenen Darstellungen der Effusivgesteine machen es wahrscheinlich, dass die Aschen und Sande basischer Eruptivgesteine häufiger krystallreich, diejenige saurer Laven öfter glasig sein werden. Das scheinen auch die bisher vorliegenden Beobachtungen zu bestätigen.

In dem Krater wird eine Lava, sofern derselben die intratellurische Krystallisation nicht überhaupt abgeht, in wechselnden Mengen von nesterartigen Agglomerationen der ältesten Ausscheidungen, einzelnen Krystallen, zumal der frühesten Bildungen, und aus einem schmelzflüssigen Krystallisationsrückstande (Magma) bestehen. In diesen letzteren werden, wenn der Aufstieg der Lava im Kraterkanal und damit die Druckverminderung und der Wasserverlust bereits einige Zeit gedauert haben, Resorptionen älterer intratellurischer Gebilde und mikrolithische Neubildungen bis zu einem gewissen Grade eventuell haben stattfinden können. Wir dürfen daher erwarten, dass unter den losen Auswurfsmassen holo-

krystalline und hypidiomorph-körnige Auswürflinge mit einer mehr oder weniger vollständigen Schlacken- oder Glashülle (Olivinbomben, Hornblendebomben, Augitbomben, Sanidinitmassen etc.), lose Krystalle mit mehr oder weniger anhängender Glas- oder Schlackensubstanz, grössere und kleinere Lavastücke (Bomben, Lapilli) mit verhältnissmässig, zumal peripherisch hohem Glasgehalt, und endlich feinste Glaspartikeln, mehr oder weniger mit Krystallen und Krystallfragmenten untermengt, auftreten werden. Es ist ferner zu erwarten und wird von der Beobachtung erwiesen, dass unter den holokrystallinen Auswürflingen sich in grösserer Menge Mineralgemengtheile finden, die in der compakten Lava durch magmatische Resorption mehr oder weniger verschwunden sind.

Alle die krystallinen Gemengtheile solcher loser Auswurfsmassen werden dieselbe Beschaffenheit haben, wie diejenigen der compakten Lava und ältere Angaben über einen besonderen und aussergewöhnlichen Reichthum derselben an Glas- und Gaseinschlüssen bedürfen gewiss einer Revision. Dagegen ist es allerdings zu begreifen, dass die Glaspartikel der Aschen in höherem Grade mit Dampfporen erfüllt seien, als die glasige Basis der entsprechenden compakten Lavaergüsse.

Die schwereren und voluminösen Auswürflinge fallen naturgemäss in der unmittelbaren Umgebung der Ausbruchspunkte herab, und auch die krystallinen Bestandtheile der Aschen und Sande werden, wenn sie nicht durch viel anhängendes Glas leichter wurden, in nicht zu grosser Entfernung niederfallen. Dass aber die leichten Glastheilchen ohne und mit ausgeschiedenen Kryställchen weithin durch die Luft getragen werden, und zumal bei den oft sehr winzigen Dimensionen derselben eine ungeheure Ausbreitung erfahren können, das haben die Eruptionen auf Island im Winter 1874 und auf Krakatau im Jahre 1883 dargethan, und das ergiebt sich aus der überraschenden Menge solcher vulkanischer Glaspartikel in den Tiefsee-Sedimenten.

Werden diese losen Auswurfsmassen direct unter Wasser abgelagert, oder später durch irgend welche Vorgänge verfestigt, so entstehen Eruptivtuffe, die sich dann nach dem jeweils herrschenden Material in Krystalltuffe, Lapillituffe und dichte Tuffe oder Aschentuffe eintheilen liessen. — Die actuellen Verhältnisse bei den jetzt sich bildenden Tiefsee-Sedimenten lassen vermuthen, dass auch in früheren Perioden den normalen Sedimenten eruptives Material, und zwar ganz vorwiegend glasige Aschenpartikel und win-

zigste Gesteinsstückchen in wechselnden Mengen beigemischt wurden, ja dass es Sedimente geben werde, welche vorwiegend oder gänzlich aus derartigem Material bestehen. In der That sind solche, aus winzigsten, ascheähnlichen Lapilli bestehenden Sedimente vulkanischer Abstammung in den älteren und jüngeren Formationen mancher Localitäten recht verbreitet. Ihre Bestimmung bietet keinerlei Schwierigkeiten; die auch in den kleinsten Lapilli ausgeschiedenen krystallinen Gemengtheile und die Structur lassen sich selbst bei weitgehender Metamorphose derselben unschwer erkennen. — Anders ist das bei den aus amorphen Aschentheilchen ursprünglich aufgebauten Ablagerungen. Die vielfach constatirte leichte Veränderlichkeit solcher amorphen Massen in krystalline Aggregate verwischt den Glascharakter vollständig. Zur Erkennung des ursprünglichen Bestandes ist man alsdann ausschliesslich auf die Form der Partikelchen angewiesen. Diese ist verhältnissmässig selten rundlich, öfter eiförmig, sehr häufig cylindrisch und fadenförmig. Es verdient besondere Erwähnung, dass in den von Diller, Merrill und Prinz ihren oben citirten Arbeiten beigegebenen Abbildungen jene Formen nicht eben spärlich vorkommen, welche im Dünnschliff concav-bogenförmige Durchschnitte geben müssen, wie wir sie S. 424 bei gewissen Porphyroïden kennen lernten. Diese Gestalten sind auch in der Islandasche häufig, welche im Winter 1874 auf 1875 in Norwegen gesammelt wurde, treten dagegen nicht gerade reichlich in den mir zu Gebote stehenden Krakatau-Aschen auf.

Nachtrag zum Literatur-Nachweis in Bd. I.

d'Achiardi, A. Diabase e diorita dei Monti del Terriccio e di Riparbella, prov. di Pisa. — Soc. Tosc. Sc. nat. 28. Juni 1885.

— Rocce ottrelitiche delle Alpi Apuane. — Atti Soc. Tosc. di Sc. nat. 1886. VIII. 2.

Arzruni, A. Ueber einen Paragonitschiefer vom Ural. — Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 680—693.

— Untersuchung einiger granitischer Gesteine des Ural. — Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 865—896.

— Nephrit- und Jadeitbeile von Venezuela, Hissarlik und Sardes. — Verhdl. Berliner anthropolog. Ges. 20. Februar 1886.

Aubry. Observations géologiques sur les pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les Pays Gallas. — Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3). XIV. 201.

Barrois, Ch. Note sur le Kersanton de la Rade de Brest. — Ann. Soc. géol. du Nord. 1887. XIV. 31—50.

— Compte rendu de l'excursion aux environs de Quimper. — Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3). XIV. 667.

— Filons de la Rade de Brest. — Ibidem. 1887. (3). XIV. 694.

— Excursion aux environs de Quimperlé. — Ibidem. 1887. (3). XIV. 820.

— Excursion de Carhaix à Goarec et à l'étang des Salles de Rohan. — Ibidem. 1887. (3). XIV. 850.

— Massif granitique du Huelgoat. — Ibidem. 1887. (3). XIV. 865.

— Excursion aux environs de Morlaix. — Ibidem. 1887. (3). XIV. 888.

Barrois, Ch. et Offret, Alb. Sur la constitution géologique de la chaîne Bétique. — C. R. 7 juin, 12 et 19 juillet 1886.

Baumhauer, H. Ueber den Kryolith. — Z. X. 1885. XI. 133—140.

Beck, R. Erläuterungen zu Section Adorf der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1884.

— Erläuterungen zu Section Elster nebst Schönberg der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

— Erläuterungen zu Section Sayda der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1886.

Becke, Fr. Notizen aus dem niederösterreichischen Waldviertel. — T. M. P. M. 1885. VII. 250—255.

Becker, Geo. F. The Washoe rocks. — California Acad. of Sc. Bull. 1886. II. 6.

— Cretaceous metamorphic rocks of California. — Amer. Journ. May 1886. XXXI. N°. 185. 348—357.

Bertrand, E. Sur la mesure des indices de réfraction des éléments microscopiques des roches. — Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 426.

— Nouvelles dispositions du microscope permettant de mesurer l'écartement des axes optiques et les indices de réfraction. — Ibidem. 1885. VIII. 377—383.

— Réfractomètre construit spécialement pour l'étude des roches. — Ibidem. 1886. IX. 15—22.

— Réfractomètre. Note complémentaire. — Ibidem. 1887. X. 140.

Berwerth, Fr. Ueber ein neues Vorkommen krystallisirten Sandsteins bei Gersthof nächst Wien. — Annal. k. k. Hofmus. I. 4.

— Ueber Gesteine von Jan Mayen. — Aus: Die internationale Polarforschung 1882—1883. Die österreichische Polarstation auf Jan Mayen. Bd. III. Wien. 1886.

— Jadeit von Borgo novo in Graubündten. — Annal. k. k. naturhist. Hofmuseums. II. Heft 3. 1887.

Beutell, A. Ueber Prehnit von Striegau und Jordansmühl in Schlesien. — L. J. 1887. I. 89.

Bleicher et Mieg. Note complémentaire sur la paléontologie et la stratigraphie du terrain carbonifère de la Haute Alsace. — Bull. Soc. géol. Fr 1885. (3). XIII. 413—418.

Bonney, T. G. On Bastite-Serpentine and Troktolite in Aberdeenshire with a note on the rocks of the Black Dog. — Geol. Mag. 1885. Dec. III. Vol. II. 439—448.

— On the so-called diorite of Little-Knott with further remarks on the occurrence of Pikrite in Wales. — Q. J. G. S. 1885. XLI. N°. 164. 511—522.

— On some rock-specimens collected by Dr. Hicks in NW. Pembrokeshire. — Q. J. G. S. 1886 XLII. N°. 167. 357—364.

— Note on the microscopique structure of some rocks from the neigbourhood of Assuan, collected by Sir J. W. Dawson. — Geol. Mag. March 1887. (3) III. N°. 261. 103.

— On a glaukophane-eclogite from the Val d'Aosta. — Min. Mag. 1886. VII. N°. 32. 1—8.

— On the Rauenthal Serpentine. — Geol. Mag. Febr. 1887. (3). IV. N°. 272. 65.

— On some of the older rocks of Brittany. — Q. J. G. S. 1887. XLIII. N°. 171. 301.

— Note on some specimens of Glaucophane rock from the Ile de Groix. — Min. Mag. 1887. VII. N°. 34. 150.

Bornemann, J. G. Von Eisenach nach Thal und Wutha. — Jahrb. k. preuss. geolog. Landesanst. für 1883. Berlin. 1884. 383—409.

Bosscha, J., jun. Remarques sur les inclusions de certains quartz des porphyres. — Ann. de l'école polytechnique de Delft. 1885. I. 169.

— Ueber den Meteorit von Karang-Modjo oder Magetan auf Java. — L. J. B.-B. V. 1887. 126.

Bourgeois, L. Nouveau procédé de reproduction de la crocoïse. — C. R. 9 mai 1887.

Brauns, R. Bimssteine auf primärer Lagerstätte von Görzhausen bei Marburg. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 234—236.

— Ueber die Verwendbarkeit des Methylenjodids bei petrographischen und optischen Untersuchungen. — L. J. 1886. II. 72—78.

— Studien über Palaeopikrit von Amelose bei Biedenkopf und dessen Umwandlungsproducte. — L. J. B.-B. V. 1887. 275.

Bréon, R. Sur l'association cristallographique des feldspaths tricliniques. — C. R. 1886. CIII. 170.

Brögger, W. C. Ueber die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords. — Nyt Magazin. 1886. XXX. II.

— Geologisk og petrografisk undersögelse af „Kuglegranit" fra Stockholm. — G. F. i Stockh. Förhdl. 1887. IX. N°. 110. 308.

— Forelöbig meddelelse om mineralerne på de sydnorske augit- og nefelinsyeniters grovkörnige gange. — Ibidem. 1887. IX. N°. 109. 247.

Bruhns, W. Der Porphyritzug von Wilsdruff-Potschappel. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 736.

Brezina, A. und Cohen, E. Die Structur und Zusammensetzung der Meteoreisen erläutert durch photographische Abbildungen geätzter Schnittflächen. Stuttgart. 1886.

Bücking, H. Ein neues Basaltvorkommen aus dem Elsass. — Mittheil. d. Commission f. d. geol. Landesunters. von Elsass-Lothringen. 1887. I. Heft 3. 121.

Bücking, H. und Linck. Ueber die Zusammensetzung der Thomasschlacke. — Zeitschrift „Stahl und Eisen". 1887. N°. 4.

Bucca, L. Contribuzione allo studio petrografico dell' agro Sabatino e Cerite (prov. di Roma). — Boll. Com. geol. Roma. 1886. N°. 5 u. 6.

— Il monte di Roccamonfina. — Ibidem. 1886. N°. 7 u. 8.

— Le Andesiti dell' Isola di Lipari. — Ibidem. 1885. N°. 9 u. 10.

— Apunti petrografici sul gruppo del Gran Paradiso. — Ibidem.1886. N°. 11 e 12.

— Gli inclusi della trachite di Monte Virginio. — Ibidem. 1886. N°. 9 e 10.

Busatti, L. Schisti a glaucofane della Corsica. — Proc. verb. Soc. Toscana di Sc. Nat. 28 giugno 1885.

— Sulla trachiti della Tolfa. — Ibidem. 4. Juli 1886.

— Studi petrografici. — Ibidem. 8. Mai 1887. 246—249.

Busz, K. Mikroskopische Untersuchungen an Laven der Vordereifel. — Verhdl. d. naturhist. Ver. d. Rheinlande u. Westfalens. 1885. XLII. 418—447.

Calderon, S. Note sur des études de physique géologique. — Bull. Soc. géol. Fr. 1887. (3). XV. 36—40.

Callaway, C. On some derived fragments in the Longmynd and newer archaean rocks of Shropshire. — Q. J. G. S. 1886. XLII. N°. 168. 481.

— On the alleged conversion of crystalline schists into igneous rocks in County Galway. — Q. J. G. S. 1887. XLIII. N°. 171. 517.

— On the crystalline schists of the Malvern Hills. — Q. J. G. S. 1887. XLIII. N°. 171. 525.

Camerlander, v. Reiseberichte aus Westschlesien. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. N°. 14. 332—341.

— Ein Korundvorkommen im nordwestlichen Schlesien. — Ibidem. 1886. N°. 14. 356.

— Zur Geologie des Granulitgebiets von Prachatitz am Ostrande des Böhmerwaldes. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. XXXVII. 117—142.

Cathrein, A. Ueber Wildschönauer Gabbro. — T. M. P. M. 1885. VIII. 189—194.

— Beiträge zur Mineralogie Tirols. — T. M. P. M. 1887. VIII. 400.

— Ueber Chloritoidschiefer von Grossarl. — T. M. P. M. 1887. VIII. 331.

— Ueber Augitporphyr vom Pillersee. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1887. N°. 3. 86.

— Beiträge zur Petrographie Tirols. — L. J. 1887. I. 147—172.

Cathrein, A. Ueber die Hornblende von Roda. — Z. X. 1887. XIII. 9.
— Ueber Uralitporphyrit von Pergine. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1887. N°. 10. 215.
Chaper. Sur une pegmatite diamantifère de l'Indoustan. — Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3). XIV. 331.
Chelius, C. Erläuterungen zu Blatt Messel und Blatt Rossdorf der geolog. Karte des Grossh. Hessen. Darmstadt. 1886.
Chroustschoff, K. von. Note préliminaire sur la Wolhynite de M. d'Ossowski. — Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 441.
— Notice sur une péridotite provenant de la côte du détroit de Magellan. — Ibidem. 1886. IX. 9—15 u. 147.
— Note sur une roche basaltique de la Sierra Verde (Mexique). — Ibidem. 1885. VIII. 385—395.
— Ueber einen eigenthümlichen Einschluss im Granitporphyr von Beucha. — T. M. P. M. 1885. VII. 181—188.
— Note sur un nouveau type de pyroxène. — Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. N°. 3. 85.
— Beitrag zur Kenntniss der Zirkone in Gesteinen. — T. M. P. M. 1886. VII. 423—442.
— Note préliminaire sur la présence d'un nouveau minéral du groupe des spinellides dans le phonolithe d'Olbrück. — Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 85.
— Note sur un nouveau minéral accessoire de la roche de Beucha près Leipzig. — Ibidem. 1886. IX. 143.
— Ueber einen eigenthümlichen accessorischen Gemengtheil des Granitporphyrs von Beucha und des Phonoliths von Olbrück. — L. J. 1886. II. 180.
— Ueber pyrogenen Quarz und Tridymit. — T. M. P. M. 1886. VII. 295—307.
— Mikrolithologische Mittheilungen. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1886. N°. 10. 230—239.
— Notes pour servir à l'étude lithologique de la Volhynie. — Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 250.
— Notice sur une hypérite de Seeland. — Ibidem. 1886. IX. 258.
— Ueber gelungene Versuche zur Darstellung des Quarzes auf nassem und des Tridymits auf trockenem Wege. — L. J. 1887. I. 205.
— Beweis für den ursprünglich hyalin-magmatischen Zustand gewisser echter Granite und granitähnlicher Gesteine. — L. J. 1887. I. 208.
— Sur des masses métalliques provenant de la fusion de basalte avec un gneiss dans des creusets en graphites. — B. S. M. Fr. 1887. X. 198.
— Ueber künstlichen Magnesiaglimmer. — T. M. P. M. 1887. IX. 55.
Clarke, F. W. The minerals of Litchfield, Maine. — Amer. Journ. April 1886. XXXI. N°. 184. 262—272.
Clarke, F. W. and Diller, J. S. Turquois from New Mexico. — Amer. Journ. 1886. XXXII. N°. 189. 211.
Cohen, E. Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. II. — L. J. B.-B. V. 1887. 195.
— Ueber Speckstein, Pseudophit und dichten Muscovit aus Süd-Afrika. — L. J. 1887. I. 119.
— Andalusitführende Granite. — L. J. 1887. II. 178.
Cole, G. A. J. On hollow spherulites and their occurrence in ancient britis lavas. — Q. J. G. S. 1885. XLI. N°. 162. 162—169.

Cole, G. A. J. On the alteration of coarsely spherulitic rocks. — Q. J. G. S. 1886. XLII. N°. 166. 183—192.

— The igneous rocks of Stanner. — Geol. Mag. May 1886. (3). III. N°. 263. 219.

— The rhyolites of Wuenheim, Vosges. — Geol. Mag. July 1887. (3). IV. N°. 277. 299.

Collins, J. H. On the geological history of the Cornish serpentinous rocks. — Geol. Mag. July 1885. (3). II. 298; — 1886. (3). III. 359; 1887. (3). IV. 220.

Cross, Ch. W. On the occurrence of topaze and garnet in lithophyses of Rhyolite. — Amer. Journ. 1886. XXXI. N°. 186. 432—438.

Cross, Ch. W. and Eakins, L. G. On Ptilolite, a new mineral. — Amer. Journ. 1886. XXXII. N°. 188. 117—121.

Cross, Ch. W. and Hillebrand, W. F. Contributions to the mineralogy of the Rocky Mountains. — U. S. geol. Survey Bulletin. 1885. N°. 20.

Dalmer, K. Erläuterungen zu Section Auerbach-Lengenfeld der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

— Erläuterungen zu Section Planitz-Ebersbrunn der geolog. Specialkarte des Königsreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

— Erläuterungen zu Section Treuen-Herlasgrün der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1886.

Dalmer, K. und Dathe, E. Erläuterungen zu Section Rosswein-Nossen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1887.

Dana, E. S. and Penfield, S. L. Two hitherto undescribed meteoric stones. — Amer. Journ. 1886. XXXII. N°. 189. 226.

Davies, T. Preliminary note on old rhyolites from Bouley Bay, Jersey. — Min. Mag. 1879. III. N°. 14. 118—119.

Derby, O. A. On nepheline rocks of Brazil. — Q. J. G. S. 1887. XLIII. N°. 171. 457.

Dickermann, Q. E. and Wadsworth, M. E. An olivine-bearing diabase from St. George, Me. — Proc. Boston Soc. nat. hist. 16 Jan. 1884. 28.

Diller, J. S. Notes on the peridotite of Elliot County, Kentucky. — Amer. Journ. Aug. 1886. XXXII. N°. 188. 121—125.

— Peridotite of Elliot County, Kentucky. — Bull. U. S. geol. Survey. N°. 38. Washington. 1887.

— The latest volcanic eruption in northern California and its peculiar lava. — Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. N°. 193. 45.

Doelter, C. Porphyrit von Lienz. — T. M. M. 1874. 89.

— Synthetische Studien. — L. J. 1886. I. 119—135.

Doss, Br. Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Haurán und vom Diret-el-Tulúl in Syrien. — T. M. P. M. 1886. VII. 461—535.

Durham, J. On the volcanic rocks of the north-east of Fife, with Appendix by Prof. J. W. Judd. — Q. J. G. S. 1886. XLII. N°. 167. 418—434.

Eichstädt, Fr. Pyroxen- och amphibolförande bergarter från mellersta och östra Smaaland. — K. Svenska Vet.-Akad. Handlingar Bd. XI. No 14. Stockholm. 1887.

Eigel, Fr. Ueber einige trachytische Gesteine von der Insel S. Pietro. — T. M. P. M. 1886. VIII. 62.

— Ueber einige Eruptivgesteine der pontinischen Inseln. — T. M. P. M. 1886. VIII. 73.

Emmons, A. B. Notes on Mount Pitt. — Bull. Cal. Acad. 1885. N°. 4.

Fletcher, L. Note on felspar from Kilima-njaro. — Min. Mag. 1887. VIII. N°. 34. 131.

Flink, G. S. K. Kraflit från Krafla, Island. — Bihang till K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 1886. XII. N°. 2. 64.

Foullon, H. von. Ueber veränderte Eruptivgesteine aus den Kohlenbergbauen der Prager Eisenindustrie-Gesellschaft bei Kladno. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 276—280.

— Ueber die Grauwacke von Eisenerz. Der Blasseneck-Gneiss. — Ibidem. 1886. N°. 3. 83—88.

— Ueber die Verbreitung und die Varietäten des „Blasseneck-Gneisses" und zugehörigen Schiefer. — Ibidem. 1886. N°. 5. 111—117.

— Ueber Porphyrite aus Tirol. — Ibidem. 1886. XXXVI. 747.

— Ueber die Zusammensetzung einer accessorischen Bestandmasse aus dem Piseker Riesenpegmatit. — Ibidem. 1887. N°. 6. 150.

— Ueber den Diabasporphyrit von Rabenstein im Sarnthale. — Ibidem. 1887. N°. 9. 200.

Foullon, H. von und Goldschmidt, V. Ueber die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. XXXVII. 1—34.

Fouqué, F. Sur un minéral artificiel provenant d'une scorie de forge. — Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 287.

— Sur un gisement de gneiss à cordierite. — Ibidem. 1886. IX. 293.

— Sur les nodules de la Granulite de Ghistorrai, près Forni (Sardaigne). Ibidem. 1887. X. 57.

Geer, G. de. Om ett konglomerat inom urberget vid Vestanaa i Skaane. — G. F. i Stockh. Förhdl. 1886. VIII. N°. 99. 30—53; übersetzt in: Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 269—294.

Geinitz, E. Ueber einige Lausitzer Porphyre und Grünsteine, sowie den Basalt aus dem Stolpener Schlossbrunnen. — Isis. 1886.

Götz, J. Untersuchung einer Gesteinssuite aus der Gegend der Goldfelder von Marabastad im nördlichen Transvaal, Süd-Afrika. — L. J. B.-B. IV. 1885. 110—177.

— Ueber Andalusit aus den krystallinen Schiefern von Marabastad, Transvaal. — L. J. 1887. I. 211.

Goloubtzoff, Véra. Étude sur la lave basaltique de Tounka (Sibérie). — Bull. Soc. Belge de Géologie. 1887. 109.

Gratacap, L. P. Opinions upon claystones and concretions. — Amer. Naturalist. 1884. XVIII. 882.

— Eozonal rocks of Manhattan Island. — Amer. Journ. May 1887. XXXIII N°. 197. 374.

Graeff, Fr. Fr. Laavenit in brasilianischem Elaeolithsyenit. — L. J. 1887. I. 121.

— Mineralogisch-petrographische Untersuchung von Elaeolithsyeniten von der Serra de Tinguá, Prov. Rio de Janeiro, Brasilien. — L. J. 1887. II. 222.

Greim, G. Die Diabascontactmetamorphose bei Weilburg an der Lahn. — L. J. 1888. I.

Groddeck, A. von. Ueber die Gesteine der Bindt in Ober-Ungarn. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1885. XXXV. 663—676.

Groddeck, A. von. Studien über Thonschiefer, Gangthonschiefer und Sericitschiefer. — Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1885. 1—52. Berlin. 1886.

— Zur Kenntniss der Zinnerzlagerstätten des Mount Bischoff in Tasmanien. — Z. D. G. G. XXXVIII. 370—375.

— Dritter Beitrag zur Kenntniss der Zinnerzlagerstätte des Mount Bischoff in Tasmanien. — Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 78.

Grubenmann, U. Zur Kenntniss der Basalte des Hegaus. — Mittheil. d. Thurgauer naturf. Ges. 1886.

— Die Basalte des Hegaus. Frauenfeld. 1886. Inaug.-Diss.

Gümbel, C. W. von. Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. — S. M. A. 4. Dec. 1886.

Gürich, G. Beiträge zur Geologie von Westafrika. — Z. D. G. G. 1887. XXXIX. 96.

Guyerdet. Granulite du Mont-Cerisi (Orne). — Bull. Soc. Linn. de Normandie. 1883—84. (3). VIII. 352.

Gylling, Hj. Notes on the microscopic structure of some eruptive rocks from Armenia and the Caucasus. — Min. Mag. 1887. VII. N°. 34. 155.

Hague, A. and Iddings, J. P. On the development of crystallisation in the igneous rocks of Washoe, Nevada, with notes on the geology of the district. — Bull. U. S. geol. Survey. N°. 17. Washington. 1885.

— Notes on the volcanic rocks of the Republic of Salvador, Central-America. — Amer. Journ. July 1886. XXXII. N°. 187. 26—30.

Hansel, V. Ueber basaltische Gesteine aus der Gegend von Weseritz und Manetin. — XIII. Jahresber. d. deutsch. Staats-Realschulen. Pilsen. 1886.

Harker, A. On some Anglesey dykes. — Geol. Mag. Sept. 1887. (3). IV. N°. 279. 409.

Hatch, Fr. H. Ueber die Gesteine der Vulkangruppe von Arequipa. — T. M. P. M. 1886. VII. 308—360.

Haushofer, K. Ueber die Anwendung der concentrirten Schwefelsäure in der mikroskopischen Analyse. — S. M. A. 1885. 4. 403—412.

— Eine mikroskopische Reaction auf Kupfer. — S. M. A. 1885. 4. 412—414.

— Ueber einige mikrochemische Reactionen. — S. M. A. 1886. 1. Mai. 70—83.

— Ueber die mikroskopischen Formen des Germaniumsulfür und des Germaniumoxydes. — S. M. A. Mai. 1887. 133.

Hazard, J. Erläuterungen zu Section Zöblitz der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leizpig. 1884.

— Erläuterungen zu Section Pockau-Lengefeld der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1886.

Hermann, S. and Rutley, F. On the microscopic characters of some specimens of devitrified glass, with notes on certain analogous structures in rocks. — Proceed. Roy. Soc. 1885. N°. 139.

Hill, E. On the rocks of Sark, Herm and Jethon. — Q. J. G. S. 1887. XLIII. N°. 171. 322.

Hinde, Ge. J. On the organic origin of the Chert in the carboniferous limestone series of Ireland, and its similarity to that in the corresponding strata in North Wales and Yorkshire. — Geol. Mag. Oct. 1887. (3). IV. 435.

Hockauf, J. Halotrichit aus dem Vilnösthale in Tyrol. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1887. N°. 6. 152.

Howitt, A. W. The sedimentary, metamorphic and igneous rocks of Ensay. — Roy. Soc. Victoria Melbourne 1886.

Howitt, A. W. Notes on the area of intrusive rocks at Dargo. — Ibidem. 1887.

Hubbard, L. Azor-Pyrrhit und Zirkon vom Laacher See, sowie Pyrrhit und Azorit von S. Miguel. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. Bonn. 7. Juni 1886.

— Beiträge zur Kenntniss der Nosean-führenden Auswürflinge des Laacher Sees. — T. M. P. M. 1887. VIII. 356.

Huntington, O. W. On the crystalline structure of iron meteorites. — Amer. Journ. Oct. 1886. XXXII. N°. 190. 284.

Hussak, E. Ein Beitrag zur Kenntniss der optischen Anomalien am Flussspath. — Z. X. 1887. XII. 552.

Iddings, J. P. The nature and origin of lithophysae and the lamination of acid lavas. — Amer. Journ. Jan. 1887. XXXIII. N°. 193. 36.

— The columnar structure in the igneous rock on Orange Mountain, N. Y. — Ibidem. May 1886. XXXI. N°. 185. 321.

Irving, R. D. Preliminary paper on an investigation of the archaean formations of the northwestern states. — 5th Annual Report of the U. S. geol. Survey. Washington. 1885.

Jacquot, E. et A. Michel-Lévy. Sur une roche anomale de la Vallée d'Aspe (Basses-Pyrénées). — C. R. 1 mars 1886.

Jentzsch, A. Ueber Mikrostructur des Torfes. — Schriften der phys.-ökonom. Ges. Königsberg. 1884.

John, C. von. Olivingabbro von Szarvaskö. — Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1885. 317.

— Ueber die Andesite von Rzegocina und Kamionna bei Bochnia in Westgalizien. — Ibidem. 1886. N°. 9. 213—215.

Judd, J. W. Report on a series of specimens of the deposits of the Nile Delta obtained by the recent boring operations. — Proceed. Roy. Soc. 1886. N°. 240.

— On the gabbros, dolerites and basalts of tertiary age in Scotland and Ireland. — Q. J. G. S. 1886. XLII. N°. 165. 49—97.

— On the relations between the solution planes of crystals and those of secondary twinning and on the mode of development of negative crystals along the former. A contribution to the theory op schillerisation. — Min. Mag. 1886. VII. N°. 33. pg. 81.

— On marekanite and its allies. — Geol. Mag. June 1886. (3). III. No. 264. 241.

Keilhack, K. Beiträge zur Geologie der Insel Island. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 376—449.

Kispatic, M. Die Glaukophangesteine der Fruska Gora in Kroatien. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1887. XXXVII. 35—46.

Klein, C. Beiträge zur Kenntniss des Leucits. — L. J. 1885. II. 234—236.

— Optische Untersuchung zweier Granatvorkommnisse vom Harz. — Ibidem. 1887. I.

Klément, C. Notice sur la composition chimique de la météorite de Saint-Denis-Westrem (Flandres Orientales). — Bull. Musée Roy. d'hist. nat. de Belgique. 1886. IV.

— et A. Renard. Reactions microchimiques à cristaux et leur application en analyse qualitative. — Bruxelles 1886.

Klockmann, F. Charakteristische Diabas- und Gabbro-Typen unter den norddeutschen Diluvialgeschieben. — Jahrb. k. pr. geol. Landesanstalt für 1885. Berlin. 1886. 322.

Kloos, J. H. Ueber Uralit und die structurellen Verschiedenheiten der Hornblende in einigen Gesteinen des Schwarz- und Odenwaldes. — 58. Vers. deutscher Naturforscher und Aerzte. Strassburg. 1885.

— Mikroskopische Untersuchung der von Prof. Martin mitgebrachten Gesteine der Insel Aruba. — Samml. d. Geolog. Reichs-Museums. Leiden. (2). I. 1887.

Knop, A. Beiträge zur Kenntniss einiger Glieder der Glimmerfamilie. — Ueber Pseudobiotit. — Ueber krystallisirte Niobsäure. — Z. X. 1887. XII. 588.

— Der Peridot im Kalkstein der Schelinger Matten (Kaiserstuhl) ist Forsterit. — Z. X. 1887. XIII. 236.

Koch, M. Die Kersantite des Unterharzes. — Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1886. 44—104.

Koto, B. A note on glaucophane. — Journ. of the College of Science, Imperial University. Tokio. 1886. I. part 1.

— Some occurrences of Piedmontite in Japan. — Ibidem. 1887. I. part 3 und Q. J. G. S. 1887. XLIII. N°. 171. 474.

Küch, R. Pyroxen-Andesit des Vulkans von Pasto im südlichen Columbia. — Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 811.

— Petrographische Mittheilungen aus den südamerikanischen Anden. — L. J. 1886. I. 35—48.

Lacroix, A. Sur le diagnostic des zéolithes en absence de formes cristallines déterminables. — B. S. M. Fr. 1885. VIII. 321—365.

— Sur la Kirwanite et la Hullite. — Ibidem. 1885. VIII. 428.

— Sur l'albite des pegmatites de Norwège. — Ibidem. 1886. IX. 131.

— Sur les roches basaltiques du Comté d'Antrim. — C. R. 1886. CII. 453.

— Propriétés optiques du chloritoïde; son identité avec la sismondine, masonite, ottrélite, vénasquite et phyllite. — Bull. soc. min. Fr. 1886. IX. 42—46.

— Étude minéralogique du gabbro à anorthite de St. Clément (Puy-de-Dôme). Ibidem. 1886. IX. 46—51.

— Propriétés optiques de la Withamite; pléochroisme de la Thulite. — Ibidem. 1886. IX. 75.

— Contributions à la connaissance des propriétés optiques de quelques minéraux (xantholithe etc.). Ibidem. 1886. IX. 78.

— Description d'une variété de carphosidérite. — C. R. 22 nov. 1886.

— Description d'une thomsonite lamellaire de Bishopton, Renfrewshire. — C. R. 24 janv. 1887.

— Note sur une roche à wernérite granulitique des environs de Saint-Nazaire. — C. R. 4 avril 1887.

— Étude pétrographique d'un gabbro à olivine de la Loire Inférieure. — C. R. 21 mars 1887.

— Mikroskopisk undersökning af thaumasit. — G. F. i Stockholm Förhdl. 1887. IX. N°. 106. 35.

— Études critiques de minéralogie. — B. S. M. Fr. 1887. X. 142.

— Note sur la composition pétrographique des roches de Blekka et Dalane (Norwège). — B. S. M. Fr. X. 1887. 152.

— Propriétés optiques de l'Alunite. — B. S. M. Fr. 1887. IX. 169.

Lagorio, A. Ueber die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. — T. M. P. M. 1887. VIII. 421.

Langemann, Ludw. Beiträge zur Kenntniss der Mineralien: Harmotom, Phillipsit und Desmin. — L. J. 1886. II. 83—141.

Lang, H. O. Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine des Christiania-Silurbeckens. Nyt Mag. 1886.

Lasaulx, A. von. Ueber einige Erdarten und Gesteinsproben aus dem Küstengebiete des westlichen Afrika. — Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn. 9. Nov. 1885. 287—298.

— Ueber das Vorkommen von Elaeolith-Syeniten und echten zu diesen gehörigen Elaeolithporphyren aus der Serra d'Itatiaia westlich von Rio de Janeiro in Brasilien. — Ibidem. 6. Juli 1885. 231—232.

Lattermann, G. Untersuchungen über den Pseudobrookit. — T. M. P. M. 1887. IX. 47—54.

Laube, G. C. Pinitführender Granitporphyr von Ratzenhain. — Verhdl. k. k. geol. Reichsanst. 1882. N°. 2. 47.

Lavis, H. J. Johnston. On the fragmentary ejectamenta of volcanoes. — Proceed. of the Geol. Association. IX. N°. 6.

— L'eruzione del Vesuvio nel 2 Maggio 1885. — Ann. d. Accad. O. Costa d'Aspiranti naturalisti Era 3. vol. I. 1886.

Lawson, A. C. Geology of the Rainy Lake Region, with remarks on the classification of the cristalline rocks west of Lake Superior. — Amer. Journ. June 1887. XXXIII. N°. 198. 473.

Ledroit, J. M. Ueber die sogenannten Trachydolerite des Vogelsbergs. — Inaug.-Diss. Giessen. 1886.

Lehmann, J. Ueber die Mikroklin- und Perthitstructur der Kalifeldspathe und deren Abhängigkeit von äusseren, z. Th. mechanischen Einflüssen. — Schles. Ges. f. vaterländ. Cultur. 11. Febr. 1885.

— Ueber den Dattelquarz von Krummendorf bei Strehlen. — Jahresber. d. schles. Ges. f. vaterl. Cultur. LXIII. 761.

Lehmann, O. Mikrophysikalische Untersuchungen. — Z. X. 1887. XII. 377—410.

Lemberg, J. Zur Kenntniss der Bildung und Umbildung der Silikate. — Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 959—1010.

Lenk, Hans. Nephelinit und Dolerit in der „Langen Rhön". — Sitzungsber. d. Würzburger phys.-med. Ges. 1886. XVI. 6. November.

— Zur geologischen Kenntniss der südlichen Rhön. — Inaug.-Diss. Würzburg. 1887.

Lewis, H. Carvill. The genesis of the Diamond. — Science. 15 Oct. 1886. VIII. N°. 193. 345.

— On a diamantiferous peridotite and the genesis of the diamond. — Geol. Mag. Jan. 1887. (3). IV. N°. 271. 22.

Liebe, K. Th. und Zimmermann, E. Die jüngeren Eruptivgebilde im Südwesten Ostthüringens. — Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. f. 1885. 178—190. Berlin. 1887.

Linck, G. Die Basalte des Elsass. — Mitth. d. Commission f. d. geol. Landesunters. von Elsass-Lothringen. I. Heft 2. 49. 1887.

— Ueber ein neues Vorkommen von Minette in Weiler bei Weissenburg. — Ibidem. 69. 71.

Loewinson-Lessing, F. Die mikroskopische Beschaffenheit des Sordawalits. — T. M. P. M. 1887. IX. 61.

— Étude sur la porphyrite andésitique à amphibole de Dewéboyun en Turquie, Asie Mineure. — Bull. Soc. Belge de Géologie. 1887. 110.

Loretz, H. Zur Kenntniss der untersilurischen Eisensteine im Thüringer Walde. — Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1884. 120—147. Berlin. 1885.

— Bemerkungen über das Vorkommen von Granit und verändertem Schiefer im Quellgebiet der Schleuse im Thüringer Walde. — Ibidem. 1886. 272—294. Berlin. 1887.

Lossen, K. A. Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. — Ibidem. 1884. Berlin. 1885.

— Ueber die Kersantitgänge des Mittelharzes. — Ibidem. 1885. 192—205. Berlin. 1886.

— Ueber die Lagerungsverhältnisse des ober- und mitteldevonischen Muldensystems und die daselbst auftretenden Eruptivgesteine. — Ibidem. 1884. Berlin. 1885. XXI—XV.

Lotti, B. Descrizione geologica dell' Isola d'Elba. — Mem. descritt. della Carta geol. d'Italia. II. 1886. Roma.

Ludwig, E. und Tschermak, G. Der Meteorit von Angra dos Reis. — T. M. P. M. 1887. VIII. 341.

McMahon, C. A. The gneissose granite of the Himalayas. — Geol. Mag. May 1887. (3). IV. N°. 275. 212.

Makowsky, A. und Rzehak, A. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn, als Erläuterung zu der geologischen Karte. — Verhdl. d. naturf. Vereins in Brünn. 1884.

Mattirolo, E. Intorno ad alcune roccie della Valle del Penna nell' Apennino Ligure. — Rendiconti Accad. Lincei. 6 u. 20 giugno 1886.

— Su tre roccie di San Piero in Campo, Isola d'Elba. — Accad. Lincei. XIV. 1883.

— Sulla tormalina nera nello scisto cloritico di monastero di Lanzo. — Atti R. Accad. Torino. XVII. 14 Maggio 1882.

Merril, G. P. On prochlorite from the district of Columbia. — Proceed. U. S. Nat. Mus. 10 April 1884.

— On the black nodules or so-called inclusions in the Maine Granites. — Ibidem. 1 Febr. 1883.

— On deposits of volanic dust and sand in southwestern Nebraska. — Ibidem. 2 April 1885.

— On hornblende-andesites from the new volcano on Bogosloff Island in Bering Sea. — Ibidem. 23 April 1885.

— Notes on the composition of certain pliocene sandstones from Montana and Idaho. — Amer. Journ. Sept. 1886. XXXII. 199.

— Preliminary note on the crystalline schists of the district of Columbia. — Proceed. U. S. Nat. Mus. 16 March 1883.

— On the collection of Maine building stones in the U. S. National Museum. — Ibidem. April 5. 1883. VI. N°. 12.

— On fulgurites. — Ibidem. 1886. IX. 83—91.

Meunier, St. Examen lithologique d'un granite amygdaloïde de la Vendée. — Bull. Soc. min. Fr. 1885. VIII. 383—385.

Meyer, A. B. Rohjadeit aus der Schweiz. — Antiqua. Zürich. 1884. — L. J. 1885. II. 6.

— Ein dem Tephrit nahestehendes Aktinolithgestein aus der Ryllshytte-Kompani-Grube in Dalekarlien. — L. J. 1886. II. 255—257.

Michel-Lévy, A. Sur une téphrite néphélinique de la vallée de la Jamma (Royaume de Choa). — C. R. 1886. CII. 451.

— Note sur un basalte riche en zéolithes des environs de Périer (Puy-de-Dôme). B. S. M. Fr. 1887. X. 69.

Michel-Lévy, A. et Bergeron, J. Sur les roches crystallophylliennes et archéennes de l'Andalousie occidentale. — C. R. 15 et 22 mars 1886.

Michel-Lévy, A. et Lacroix, A. Sur les minéraux du groupe de la humite des calcaires métamorphiques de diverses localités. — Bull. Soc. min. Fr. 1886. IX. 81.

— Sur le granite à amphibole de Vaugneray (Vaugnérite de Fournet). — Bull. Soc. min. Fr. 1887. X. 27.

Mierisch, Br. Die Auswurfsblöcke des Monte Somma. — T. M. P. M. 1886. VIII. 113.

Miers, H. A. Orthoclase from Kilima-njaro. — Min. Mag. 1886. VII. N°. 32. 10.

Mügge, O. Ueber einige Gesteine des Massai-Landes. — L. J. B.-B. IV. 576—609. 1886.

— Ueber „Gelenksandstein" aus der Gegend von Delhi. — L. J. 1887. I. 195

Noelting, Joh. Ueber das Verhältniss der sog. Schalenblende zur regulären Blende und zum hexagonalen Wurtzit. Kiel. 1887.

Nordenskiöld, N. v. Vorläufige Mittheilungen über erneuerte Untersuchungen der Flüssigkeitseinschlüsse im brasilianischen Topas. — L. J. 1886. I. 242—244.

Oebbeke, K. Ueber den Glaukophan und seine Verbreitung in den Gesteinen. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 634.

Osann, A. Beitrag zur Kenntniss der Labradorporphyre der Vogesen. — Abhdl. z. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. III. 2. Strassburg. 1887.

Penfield, L. S. and Harper, D. N. On the chimical composition of Ralstonite. — Amer. Journ. Nov. 1886. XXXII. N°. 191. 380.

Penfield, S. L. and Sperry, F. L. On pseudomorphe of garnet from Lake Superior and Salida, Col. — Amer. Journ. Oct. 1886. XXXII. No. 190. 307.

Pöhlmann, R. Gesteine aus Paraguay. L. J. 1886. I. 244—248.

Post, Hampus von. Kalkgranit med Bergbeck. — G. F. i Stockholm Foerhdlg. 1886. VIII. No. 103. 453.

Prendel, R. Die massigen Gesteine des Berges Kastel und seiner Umgegend. — Schriften d. Naturforscherges. von Neurussland. XI. 137—210 (L. J. 1887. II. -95-).

Proescholdt, H. Geologische und petrographische Beiträge zur Kenntniss der „Langen Rhön". — Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1884. 239. 1885.

Quiroga, Fr. Apuntes de un viaje por el Sahara occidental. — Anal. Soc. Esp. de hist. nat. XV. Madrid. 1886.

— Noticias petrograficas. — Ibidem. 1887. XVI. 209—222.

Rath, G. vom. Mittheilungen über Sardinien. — Sitzungsber. niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Bonn. 8. Juni 1885.

— Einschluss aus den Schlacken des Rodderbergs. — Ibidem. 16. Nov. 1885.

— Gesteine von Ponza. — Ibidem. 3. Mai 1886.

— Gesteine des National Park, Wyoming. — Ibidem. 7. Juni 1886.

— Granatführendes Sanidingestein als Einschluss in Niedermendiger Lava. — Ibidem. 7. Juli 1886.

Rath, G. vom. Ueber Cristobalit vom Cerro S. Cristobal bei Pachuca in Mexico. L. J. 1887. I. 198.
— Einige geologische Wahrnehmungen in Mexico. — Corresp.-Blatt N°. 2 d. Naturhist. Ver. f. Rheinland u. Westfalen. Bonn. 1887.
— Einige geologische Wahrnehmungen in Griechenland. — Sitzungsber. niederrhein. Ges. Bonn 7. März. 1887.
Renard, A. Sur les interpositions microscopiques de sagenite dans l'oligiste titanifère des phyllades. — Bull. Acad. Roy. Belg. 1885. 614.
— Notice sur les roches de l'île de l'Ascension. — Bull. Musée Roy. d'hist. nat. de Belg. 1887. V. 5.
— Notice sur la géologie de l'île de Kerguelen. — Ibidem. 1886. IV. 223.
— Notice sur les roches de l'île de Fernando Noronha. — Bull. Acad. Roy. Belg. 1882. (3). XI. N°. 4.
— Notice sur les roches de l'île de Kantavu (Archipel de Fidji). — Ibidem. 1886. (3). XI. N°. 3.
— Notice sur les roches du volcan de Ternate. — Ibidem. 1886. (3). XI. N°. 2.
— Notice sur les roches de l'île Heard. — Ibidem. 1886. (3). XII. N°. 8.
— Le volcan de Goonong-Api aux îles Banda. — Ibidem. 1886. (3). XI. N°. 2.
— Notice sur les roches dragnées au large d'Ostende. — Ibidem. 1886. (3). XI. N°. 4.
— Notice sur quelques roches des îles Cebu et Malanipa (Philippines). — Ibidem. 1886. (3). XI. N°. 2.
— Notice sur les roches de l'île de Juan Fernandez. — Ibidem. 1886. (3). X. N°. 11.
— Notice sur les roches de l'île Marion. — Ibidem. 1886. (3). XII. N°. 8.
— Notice sur la géologie du groupe d'îles de Tristan da Cunha. — Ibidem. 1885. (3). IX. N°. 5.
— Le volcan Camiguin aux îles Philippines. — Ibidem. 1885. (3). X. N°. 12.
— Notices sur les roches des îles Inaccessible et Nightingale, groupe de Tristan da Cunha. — Ibidem. 1887. (3). XIII. N°. 3.
Retgen, J. W. Onderzoek der Asch van Krakatau. — 1885. (Sep. aus R. D. M. Verbeek, Krakatau.)
Reusch, H. H. Om Tysnesmeteoriten og tre andre i Skandinavien nedfalden Meteorstene. — Nyt Magazin XXIX. 309—349. Christiania. 1885 und L. J. B.-B. IV. 1886. 473—518.
— Krystallisirter Kaolin von Denver in Colorado. — L. J. 1887. II. 70.
— Nogle bemaerkninger om fjeldbygningen paa öarne udenfor Hardangerfjordens munding. — Nyt Mag. 1886. XXXI. 1.
— Geologische Beobachtungen in einem regionalmetamorphosirten Gebiet am Hardangerfjord in Norwegen. — L. J. B.-B. V. 1887. 52.
Roth, J. Beiträge zur Petrographie von Korea. — S. B. A. 1886. XXXVI. 1—7.
— Ueber den Zobtenit. — M. B. A. 1887. XXXII. 611—630.
Rudler, F. W. Notes on some rocks from Arabia petraea. — Geol. Mag. June 1886. (3). III. N°. 264. 267.
Rutley, Fr. The felsitic lavas of England and Wales, with an introductory description of the chief charakters of this group of rocks. — Memoirs of the Geological Survey. London. 1885.
— Notes on alteration induced by heat in certain vitreous rocks, based on the experiments of Douglas Herman and C. F. Rodwell. — Proceed. Roy. Soc. 1886. N°. 245.

Rutley, Fr. The igneous rocks of the neighbourhood of the Warwickshire coalfield. — Geol. Mag. Dec. 1886. (3). III. N°. 270. 557.

— On some eruptive rocks from the neighbourhood of St. Minver. — Q. J. G. S. 1886. XLII. N°. 167. 392—401.

— On the rocks of the Malvern Hills. — Q. J. G. S. 1887. XLIII. N°. 171. 481.

Sauer, A. Erläuterungen zu Sectionen Lichtenberg-Mulda und Brand der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1886.

— Contacterscheinungen zwischen zwei Eruptivgesteinen aus dem sächsischen Erzgebirge. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 702.

— Ueber eine eigenthümliche Granulitart als Muttergestein zweier neuer Mineralspecies. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 704.

Schalch, F. Beiträge zur Mineralogie des Erzgebirges. — L. J. B.-B. IV. 1886. 178—194.

— Erläuterungen zu Section Wurzen der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

Scharizer, R. Ueber den Zwillingsbau des Lepidolithes und die regelmässige Verwachsung verschiedener Glimmerarten von Schüttenhofen. — Z. X. 1886. XII. 1.

Schmidt, Ad. Geologie des Münsterthals im badischen Schwarzwald. Heidelberg. 1886.

Schmidt, Al. Hypersthen vom Berge Pokhausz. — Z. X. 1886. XII. 97.

Schmidt, C. Geologisch-petrographische Mittheilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. — L. J. B.-B. IV. 1886. 388—472.

— Communications pétrographiques sur le NO. des Grisons. — C. R. Soc. géol. Suisse pour 1886.

— Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. — L. J. 1887. I. 58.

Schmidt, C. W. Die Liparite Islands in geologischer und petrographischer Beziehung. — Z. D. G. G. 1885. XXXVII. 737—791.

Schoetensack, O. Die Nephritoide des mineralogischen und ethnographisch-prähistorischen Museums der Universität Freiburg i. B. — Zeitschr. f. Ethnologie. Berlin. 1885.

Schröder, M. Erläuterungen zu Section Falkenstein der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1885.

Schuster, M. Ueber den Albit vom Kasbek. — T. M. P. M. 1886. VII. 373—400.

— Resultate der Untersuchung des nach dem Schlammregen vom 14. Oct. 1885 in Klagenfurt gesammelten Staubes. — S. W. A. Jan. 1886. XCIII. 1. Abthlg.

Schwerdt, R. Untersuchungen über Gesteine der chinesischen Provinzen Schantung und Liautung. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 198—233.

Siegert, Th. Erläuterungen zu Section Lommatzsch-Stauchitz der geolog. Specialkarte des Königreichs Sachsen. Leipzig. 1886.

Siemiradzki, J. von. Ueber Anorthitgesteine von St. Thomas, Antillen. — L. J. 1886. II. 175.

Sjögren, Hj. Ueber die petrographische Beschaffenheit des eruptiven Schlammes von den Schlammvulkanen der kaspischen Region. — Verhdlg. k. k. geol. Reichsanst. 1887. N°. 7. 165.

Spezia, Gio. Sulla flessibilità dell' Itacolumnita. — Atti R. Accad. Torino. 1885.

Stadtlaender, C. Beiträge zur Kenntniss der am Stempel bei Marburg vorkommenden Mineralien: Analcim, Natrolith und Philippsit. — L. J. 1885. II. 97.

Starkl, G. Ueber neue Mineralvorkommnisse in Oesterreich. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1883. XXXIII. 635—658.

Steger, V. Der quarzfreie Porphyr von Ober-Horka in der preussischen Oberlausitz. — Abhdlg. d. naturf. Ges. zu Görlitz. 1884. XVIII. 183.

Stein, Th. Geht Diabas in Schalstein über? Inaug.-Diss. Darmstadt. 1887.

Stelzner, A. Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der argentinischen Republik. — Berlin und Cassel 1885.

Stelzner, A. und Schertel, A. Ueber den Zinngehalt und über die chemische Zusammensetzung der schwarzen Zinkblende von Freiberg. — Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenw. im Königr. Sachsen auf das Jahr 1886. Freiberg 1886.

Streng, A. Ueber einige mikroskopisch-chemische Reactionen. — L. J. 1886. I. 49—61.

— Ueber ein merkwürdiges Profil vom gebrannten Berge im Edsdorfer Grund. — XXV. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde. Giessen. 1887.

Stuckenberg, A. Geologische Skizze des Werchne-Ufalei-Bezirkes. — Materialien zur Geologie Russlands. 1886. XIII. L. J. 1887. II. -98-

Svedmark, E. Proterobas i södra och mellersta Sverige. — G. F. i Stockholm Förhdl. 1885. VII. N°. 96. 689—699.

— Gabbron på Rådmansö och inom angränsande trakter af Rosslagen. — Ibidem. 1885. VII. N°. 98. 789—846. 1886. VIII. N°. 101. 221—249 und 1886. VIII. N°. 102, 293—321.

Svenonius, Fr. Hypersthen-andesit från Norrland. — Ibidem. 1886. VIII. N°. 100. 103—110.

Szontagh, Th. Petrographische Beschreibung von Gesteinen aus dem Sohler Comitat im nördlichen Ungarn. — F. K. 1885. XV. 540—557.

Tarassenko, W. Ueber den Labradorfels von Kamenny Brod. — Abhdlg. d. naturwiss. Ges. in Kiew. 1886. 1—28.

Teall, J. J. H. Notes on some hornblende-bearing rocks from Inchnadampf. — Geol. Mag. 1886. (3). III. N°. 266. 346—353.

— The metamorphosis of the Lizard gabbros. — Ibidem. Nov. 1886. (3). III. N°. 269. 481.

— On granite containing andalusite from the Cheesewring, Cornwall. — Min. Mag. 1887. VII. N°. 34. 161.

Tenne, C. A. Ueber Gesteine des Cerro de las Navajas. — Z. D. G. G. 1885. XXXVIII. 610—620.

— Cambrischer Sandstein von Hardenberga in Schonen. — Ibidem. 1885. XXXVIII. 556.

Törnebohm, A. E. Ueber das Vorkommen nephritartiger Gesteine in Schweden. — L. J. 1886. II. 191.

— Karakteristik af bergartsprof, insamlade af den svenska expeditionen till Grönland år 1883. — G. F. Förhdl. 1886. VIII. N°. 103. 431.

— Om Nullabergets bituminösa bergart. — Ibidem. 1887. IX. N°. 110. 381.

Vallée-Poussin, Ch. de la. Sur un caillou des Sables pliocènes d'Anvers. — Ann. Soc. géol. Belg. XII. 66—69. 1884—1885.

Van Hise, C. R. Enlargment of hornblende fragments. — Amer. Journ. 1885. XXX. 231—235.

Van Hise, C. R. Note on the enlargement of hornblendes and augites in fragmental and eruptive rocks. — Amer. Journ. May 1887. XXXIII. N°. 197. 385.

— On the origin of the mica-schists and black mica-slates of the Penokee-Gogebic iron-bearing series. — Amer. Journ. June 1886. XXXI. N°. 186. 453—455.

Vélain, Ch. Sur le permien des Vosges. — Bull. Soc. géol. Fr. 1885. (3). XIII. 550.

— Sur les roches basaltiques d'Essey-la-Côte. — Ibidem. 1885. (3). XIII. 565.

— Sur l'existence de diabases andésitiques à structure ophitique dans le Lias moyen de la province d'Oran. — Ibidem. 1885. (3). XIII. 576.

— Esquisse géologique de la Guyane française et des bassins du Parou et du Yari d'après les explorations du Dr. Crevaux. — Bull. Soc. de géographie. 1885. 4e trimestre. Paris. 1886.

— Notes géologiques sur la Sibérie orientale d'après les observations de M. Martis dans son voyage d'exploration du lac Baikal, du bassin du fleuve Amour et du lac Khanka. — Bull. Soc. géol. Fr. 1886. (3). XIV. 132—166.

— Étude microscopique de quelques verres artificiels provenant d'une incendie de l'Odéon (1850) et de la fusion de cendres de graminées. — Ibidem. 1886. (3). XIV. 297.

— Note sur l'existence d'une rangée de blocs erratiques sur la côte normande. — Ibidem. 1886. (3). XIV. 569.

Verbeek, R. D. M. Krakatau. Batavia. 1885.

Viola, C. Contribuzione allo studio delle roccie; fisiografia del granito di S. Fedelino sul Lago Maggiore. — Boll. Soc. geol. Italiana. 1887. VII. fasc. 2.

Vogdt, Const. von. Diabasporphyrit aus der Umgegend der Stadt Petrosawodsk im Olonetzer Gouvernement. — T. M. P. M. 1886. VIII. 101.

Vogt, J. H. L. Om kunstlig dannelse af glimmer. — Christiania. Videnskabselskabs Förhandl. 1887. N°. 6.

Waller, Th. H. Preliminary note on the volcanic and associated rocks of the neighbourhood of Nuneaton. — Geol. Mag. May 1886. (3). III. N°. 265. 322—325.

Watts, W. W. On the igneous and associated rocks of the Breidden Hills in East Montgommery and West Shropshire. — Q. J. G. S. 1885. XLI. N°. 164. 532—546.

Weiss, Ch. E. Gerölle in und auf der Kohle von Steinkohlenflötzen besonders in Oberschlesien. — Jahrb. k. pr. geol. Landesanst. für 1885. Berlin. 1886. 242—256.

Wenjukow, P. N. Ueber einige Basalte des nördlichen Asiens. — Arbeiten d. St. Petersburger Ges. d. Naturf. 1884. — L. J. 1885. I. -431-.

Wethered, Edw. On the structure and organisms in carboniferous limestone. Geol. Mag. 1886. (3). III. N°. 270. 529.

Wettstein, A. Ueber die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. Zürich. 1887.

Wichmann, A. Zur Geologie von Nowaja Semlja. — Z. D. G. G. 1886. XXXVIII. 516.

— Gesteine von Timor (Schluss). Gesteine von Pulu Samauw und Pulu Kambing. — Gesteine von Kisser. Beiträge zur Geologie Ostasiens und Australiens. N°. 14. Leiden. 1887.

Wichmann, H. Mineralogische Zusammensetzung eines Gletschersandes. — T. M. P. M. 1886. VII. 452—454.

Wiik, F. J. Om brottstycken af gneiss i gneissgranit. — Bidrag till Kännedom af Finlands natur och folk. XLVI. Helsingfors. 1887.

Williams, G. H. The norites of the Cortlandt Series on the Hudson River, near Peekskill. — Amer. Journ. Febr. 1887. XXXIII. N°. 194. 135. N°. 195. 191.

— Peridotites of the Cortlandt Series on the Hudson River, near Peerskill, N. Y. — Ibidem. Jan. 1886. XXXI. 26—41.

— The gabbros and associated hornblende-rocks occurring in the neighbourhood of Baltimore, Md. — Bull. U. S. Geol. Survey. N°. 28. Washington. 1886.

— Serpentine (Peridotite) occurring in the Onondaga Salt-Group at Syracuse, N. Y. — Amer. Journ. Aug. 1887. XXXIV. N°. 200. 137.

Williams, J. Fr. Ueber den Monte Amiata und seine Gesteine. Stuttgart. 1887. Inaug.-Diss.

Wulf, H. Beiträge zur Petrographie des Herrerolandes in S.W.-Afrika. — T. M. P. M. 1887. VIII. 193—232.

Wülfing, E. A. Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneissen des Rheinwaldhorn-Massivs, Graubünden. — Ber. deutscher chem. Ges. 1886. XIX. 2433.

Zuber, R. Die krystallinischen Gesteine vom Quellgebiet des Czeremosz. — T. M. P. M. 1885. VII. 195—197.

— Die Eruptivgesteine aus der Umgebung von Krzeszowice bei Krakau. — Jahrb. k. k. geol. R. 1885. XXXV. 735.

Sach-Register.

	Seite
Aasby-Diabas	219
Adinole	236
Aegirin in Nephelingesteinen	784
„ in Phonolith	616
„ in Tephriten	756
„ in Trachyt	584
Akmit-Trachyt	599
Albit in Granit	24
„ in Liparit	528
Alkalifeldspath der Diabasgesteine	178
allotriomorph	11
Alnöit	805. 809
amorph	9
Amphibol in Andesit	659
„ in Basalt	710
„ in Diabasgesteinen	186
„ in Dioriten	106
„ in dioritischen Lamprophyren	324
„ in Elaeolithsyenit	84
„ in Gabbrogesteinen	143
„ in Granit	27
„ in Limburgit	815
„ in Liparit	533
„ in Melaphyr	489
„ in Nephelingesteinen	786
„ in Phonolith	617
„ in Porphyrit	452
„ in Quarzporphyr	362
„ in Syenit	63
„ in syenitischen Lamprophyren	311
„ in Trachyt	582
Amphibolandesit	667
Amphibolandesit, pyroxenfrei	668
„ , pyroxenfrei, andesitischer	670
„ , pyroxenfrei, dioritporphyritischer	670
„ , pyroxenfrei, felsodacitischer	669
„ , pyroxenfrei, trachytoider	668
„ , pyroxenführender	670
„ pyroxenführender, andesitischer	672
„ pyroxenführender, trachytoider	671
„ pyroxenführender, vitrophyrischer	674
Amphibolgranit	34
Amphibolgranitit	39
Amphibolorthophyr	428
Amphibolpikrit	284
Amygdalophyr	472
Anamesit	713
Anatas in Quarzporphyr	365
Andalusit in Granit	31
Andalusithornfels	51
Andendiorit	117
Andengranit	32
Andesit	645
Andesitbasalt	790
Andesitgläser	689
Andesittuffe	694
Augit in Andesit	656
„ in Basalt	711
„ in Lamprophyren	310. 335

	Seite
Anomit in Melilithgesteinen	806
„ in Nephelingesteinen	785
Anorthoklas in Phonolith	610
„ in Syenit	63
„ in Trachyt	578
Apatit in Andesit	664
„ in Granit	28
„ in Liparit	534
„ in Nephelingesteinen	786
„ in Phonolith	619
„ in Quarzporphyr	364
„ in Trachyt	586
Aplit	279
Asche, vulkanische	822
Aschaffit	331
Augit in Andesit	662
„ in Augitit	814
„ in Augitporphyrit u. Melaphyr	487
„ in Basalt	706
„ der Diabasgesteine	179
„ in Granit	28
„ in Limburgit	814
„ in Liparit	533
„ in Melilithgesteinen	805
„ in Nephelingesteinen	784
„ in Pikrit	262
„ in Porphyrit	454
„ in Quarzporphyr	364
„ in Syenit	64
„ in Tephriten	756
Augit-Andesit	683
„ „ hauynführender	687
„ „ von Pantelleria	685
Augitdiorit	116
Augitdioritporphyrite	457
Augitgranitit	33
Augitit	820
Augit-Minette	318
Augitorthophyr	428
Augitporphyr	500
Augitporphyrit	481
„ diabasporphyritischer	491
„ in Contact mit Syenit	74
Augitsyenit	68
Augitsyenitporphyr	300
Augittrachyt	597. 601
Augitvitrophyrit	806

	Seite
Axiolithe in Liparit	547
Azorit in Trachyt	590
Banatit	118
Basalte	694
Basalt Sandb.	731
„ Andesitischer Typus	729
„ „ , eigentlicher	733
„ „ eisenführender	734
„ Gethürmser Typus	728
„ graphitführender	737
„ Löwenberg-Typus	724
„ Meissner-Typus	725
„ olivinfreier	731
„ pilotaxitischer Typus	727
„ Siebengebirgischer Typus	727
„ vitrophyrischer	739
Basaltgläser	739
Basalttuff	746
Basanit	751
Basanitoid	765
Basis	345
„ in Basalt	718
Belonosphärite	392
Beresit	282
Bimsstein	566. 642. 689. 760
Biotit in Andesit	658
„ in Basalt	711
„ in Diabasgesteinen	187
„ in Diorit	104
„ der dioritisch. Lamprophyre	323
„ in Elaeolithsyenit	84
„ in Gabbro	143
„ in Granit	25
„ in Liparit	532
„ in Melilithgesteinen	806
„ in Nephelingesteinen	784
„ in Phonolith	618
„ in Porphyrit	451
„ in Quarzporphyr	361
„ der syenit. Lamprophyre	310
„ in Syenit	64
„ in Trachyt	581
Biotit-Hypersthen-Trachyt	600
Biotitorthophyr	428
Blätterstein	493
Bronzit in Augitporphyrit	489

	Seite
Bronzit in Basalt	710
„ in Gabbrogesteinen	142
„ in Granitit	33
„ in Liparit	534
„ in Porphyrit	453
„ in Quarzporphyr	364
„ in Trachyt	585
Bronzitgabbro	150
Buchonit	764
Calcit in Granitit	34
Camptonit	333
Cancrinit in Elaeolithsyenit	86
Cancrinit-Aegirin-Syenit	88
Chalcedon in Liparit	537
Chlorophyr	463
Chromit in Gabbro	145
Classification der Andesite	667
„ der Augitporphyrite	491
„ der Basalte	730
„ der Dacite	637
„ der Diabasgesteine	195
„ der Dioritgesteine	111
„ der Elaeolithsyenite	87
„ der Gabbrogesteine	146
„ der Ganggesteine	277
„ der Granite	29
„ der granitoporphyrischen Ganggesteine	285
„ der lamprophyrischen Ganggesteine	308. 315. 328. 332
„ der Leucitgesteine	773
„ der Liparite	538
„ der Melaphyre	507
„ der neovulkanischen Ergussgesteine	522
„ der Nephelingesteine	790
„ der palaeovulkanischen Ergussgesteine	347
„ der Peridotite	258
„ der Phonolithe	621
„ der Porphyrite	455
„ der Quarzporphyre	379
„ der Syenite	65
„ der Tephrite und Basanite	757

	Seite
Classification der Tiefengesteine	12
„ der Trachyte	592
Contactbildungen der Basalte	742
„ der Diabase	235
„ der Elaeolithsyenite	96
„ der Granite	42
„ der Nephelinbasalte	802
„ der Syenite	74
Cordierit in Andesit	665
„ in Granit	30
„ in Liparit	534
„ in Trachyt	590
Cornubianit	54
Cortlandit	266
Cossyrit in Phonolith	618
Cumulite	392
Cuselit	503
Dacit	632
„ andesitischer	641
„ holokrystalliner	638
Dacittuffe	693
Desmosit	239
Diabas, dichter	493
„ eigentlicher	196
„ in Contact mit Granit	56
Diabasamphibolit	222
Diabashornfels	57
Diabasmandelstein	493
Diabasporphyrit	491
Diabasschiefer	224
Diabasstructur	190
Diallag der Gabbrogesteine	137
Diorit	113
Diorites basic	333
„ porphyritic	333
Diorit-Diabas	463
Dioritische Gesteine	98
Dioritporphyrit	301. 456
Ditroit	79. 88
Dolerit	719
„ Sandb.	731
Domit	590
Drusengranite	32
Dunit	764

	Seite
Eisenbasalt	737
Eisenerz in Andesit	664
„ in Basalt	714
„ in Diabasgesteinen	189
„ in Gabbrogesteinen	145
„ in Granit	28
„ in Nephelingesteinen	786
„ in Phonolith	619
„ in Quarzporphyr	364
„ in Trachyt	587
Eisenerzmassen in Gabbro	151
Elaeolith in Elaeolithsyenit	82
Elaeolithsyenit	78
Elaeolithsyenitporphyr	300
Elvan	291
Enstatit-Andesit	676
Enstatitdiabas	204
Enstatitporphyrit	475
Epidiorit	204
Epidot in Granit	31
Ergussgesteine	338
Eudialytsyenit	90
Eulysit	268
Eutaxitstructur	404. 625
Faciesbildungen der Granite	35
Feldspath der syenit. Lamprophyre	313
Feldspathe, gestreifte in Elaeolithsyenit	81
Feldspathbasalt	730
Feldspathhornfels	52
Felsit	373
Felsitpechstein	399
Felsitporphyr	355
Felsodacit	640
Felsoliparit	543
Felsonevadit	540
Felsophyr	388
Felsosphärite	392
Ferrit	376
Flaserdiabas	223
Flasergabbro	156
Fluidalstructur in Liparit	553
„ in Quarzporphyr	396
Forellenstein	149
Foyait	79. 89
Fruchtgneiss	54

	Seite
Gabbro	146
„ gefleckter	164
Gabbrodiorit	160
Gabbrogesteine	129
Gabbrogranit	33
Ganggesteine	277
„ granitische	278
„ granitporphyrische	283
„ lamprophyrische	305
Ged. Eisen in Basalt	715
„ „ in Gabbro	145
Gieseckitporphyr	301
Glasbasalt	819
Glasbasis der Liparite	537
Glimmerandesit	637
„ pyroxenfreier	668
„ pyroxenfreier, andesitischer	670
„ pyroxenfreier, dioritporphyritischer	670
„ pyroxenfreier, felsodacitischer	669
„ pyroxenfreier, trachytoider	668
„ pyroxenführender	670
„ pyroxenführender, trachytoider	671
„ pyroxenführender, andesitischer	672
„ pyroxenführender, vitrophyrischer	681
Glimmerdiabas	210
Glimmerdiorit	112
Glimmerdioritporphyrit	303
Glimmerpikrophyr	319
Glimmerporphyr	471
Glimmersyenit	68
Glimmersyenitporphyr	299
Glimmertrachyt	596
Glimmervitrophyrit	468
Globosphärite	392
Gneiss in Contact mit Granit	45
Granat in Andesit	664
„ in Granit	30
„ in Liparit	535
„ in Porphyrit	454
„ in Quarzporphyr	365

	Seite
Granatporphyrit	461
Granit im engeren Sinne	30
Granitische Gesteine	13
Granitit	32
Granitporphyr	286
Granophyr	383
Granosphärite	392
Graphit in Basalt	715
Graphitbasalt	737
Grauwacke in Contact mit Granit	56
Greisen	43
Grundmasse	343
„ der Andesite	665
„ der Augitporphyrite und Melaphyre	490
„ der Granophyre	383
„ der Liparite	535
„ der Mikrogranite	380
„ der Phonolithe	620
„ des Quarzporphyrs	365
„ der Trachyte	591
„ der Vitrophyre	400
Harzburgit	269
Hauyn in Basalt	716
„ in Phonolith	614
„ in Trachyt	588
Hauyntachylyt	820
Helleforsdiabas	219
Hemithrene	119
holokoystallin	9
Hornblende s. Amphibol.	
Hornblende-Andesit, s. Glimmer-Andesit.	
Hornblendebasalt	738
„ olivinfreier	739
Hornblende-Diabas	501
Hornblendegabbro	147
Hornblende-Minette	318
Hornblende-Phonolith	618
Hornblendeporphyrit	473
Hornblendesyenit	66
Hornblendesyenitporphyr	299
Hornfels	51
Hornschiefer	242
Hudsonit	266
Hunnediabas	202

	Seite
Hyaloandesit	689
Hyalobasalt	739
Hyalodacit	642
Hyaloliparit	555
Hyalomelan	740. 797
Hyalonevadit	541
Hyalophonolith	627
Hyalotrachyt	602
Hydrotachylyt	797
Hyperit	148
Hyperitdiorit	158
Hypersthen in Andesit	661
„ in Basalt	710
„ der Gabbrogesteine	142
„ in Liparit	534
„ in Trachyt	585
Hypersthen-Andesit	676
„ hyalopilitischer	679
„ vitrophyrischer	681
Hypersthenbasalt	737
Hypersthenfels	150
Hypersthenit	150
hypidiomorph-körnig	11
hypokrystallin	9
idiomorph	11
Intersertalstructur	504
Isenit	688
Kaliglimmer in Quarzporphyr	362
Kalikeratophyr	442
Kaliliparit	538
Kalkdiabas	423
Kalkstein in Contact mit Syenit	74
Kalksilicathornfels	54
Kataklasstructur an Granit	42
Keratophyr	434
Kersantit	328
Kersantite quartzifère récente	335
Kersanton	328
Kimberlit	519
Kinnediabas	219
Knotenglimmerschiefer	49
Knotenthonschiefer	49
Kongadiabas	201
körnig	11
Krablit	532

	Seite
Krystalltuffe	420
Kugeldiorit	120
Kugelporphyr	395
Laacher See-Trachyt	599
Laavenit in Phonolith	620
„ in Trachyt	599
Labradorporphyrit	495
Lagenstructur in Liparit	553
Lahnporphyr	442
Lamprophyr	306
„ dioritischer	321
„ syenitischer	309
Lepidolith in Granit	27
Leucit in Leucitgesteinen	772
„ in Phonolithen	613
„ in Tephriten	755
„ in Trachyt	590
Leucitbasalt	775
Leucitbasanit	760
Leucitit	773
Leucitgesteine	770
Leucitoidbasalt	777
Leucitophyr	629. 777
Leucitphonolith	628
Leucittephrit	760
„ , basaltoider	760
„ , leucitophyrischer	761
Leucititttuff	778
Leukophyr	200
Lherzolith	271
Liebeneritporphyr	300
Limburgit	811
„ erster Art	815
„ zweiter Art	815
Liparit	525
Liparitbimsstein	566
Liparit κατ' ἐξοχήν	542
Liparitgläser	555
Liparitobsidian	561
Liparitpechstein	555
Liparitperlit	558
Liparittuff	569
Literatur der Andesite	645
„ der Augitite	811
„ der Augitporphyrite	481
„ der Basalte	694
Literatur der Dacite	632
„ der Granite	13
„ der granitporphyrischen Ganggesteine	283
„ der lamprophyrischen Ganggesteine	305
„ der Leucitgesteine	770
„ der Limburgite	811
„ der Liparite	525
„ der Melaphyre	481
„ der Melilithgesteine	804
„ der Nephelingesteine	779
„ der Pantellerite	525. 572
„ der Peridotite	255
„ der Phonolithe	605
„ der Pikritporphyrite	517
„ der Porphyrite	444
„ der quarzfreien Porphyre	426
„ der Quarzporphyre	349
„ der Tephrite u. Basanite	751
„ der Theralithe	247
„ der Trachyte	572
Lithionit in Granit	26
Lithionitgranit	31
Lithionitgranitit	32
Lithophysen in Liparit	548
Luxullianit	31
Magmabasalt	813
„ , dunkler	815
„ , lichter	815
Magnetit-Olivenit	151
Marekanit	566
Marialith in Trachyt	590
Melanit in Phonolith	620
Melaphyr	481. 506
Melaphyrbasalt	730
Melaphyr-Porphyr	499
Melilith in Leucitgesteinen	772
„ in Melilithgesteinen	805
Melilithbasalt	805. 807
Melilithgesteine	804
Metamorphosen der Diabase	222
„ der Diorite	123
„ der Gabbro	156
„ der quarzfreien Porphyre	442

	Seite
Metamorphosen an und im Quarzporphyr	409
Miarolit	39
Miascit	79
Mikrofelsit in Liparit	537. 545
„ in Quarzporphyr	376
Migrationsstructur	245. 425
Mikrogranit	380
Mikroklin in Elaeolithsyenit	81
„ in Granit	24
Minette	318
Mörtelstructur an Granit	42
Muscovit in Granit	27
„ in Quarzporphyr	362
Muscovitgranit	279
Närsnäsporphyr	434
Natronliparit	528
Navit	512
Neovulkanische Ergussgesteine	522
Nephelin in Basalt	706
„ in Leucitgesteinen	772
„ in Nephelingesteinen	783
„ in Phonolith	611
„ in Tephriten	755
„ in Trachyt	590
Nephelinanamesit	800
Nephelinbasalt	795
Nephelinbasanit	763
Nephelindolerit	782
Nephelinfels	782
Nephelingesteine	779
Nephelinit	791
„ , basaltischer	793
„ , camptonitischer	795
„ , doleritischer	791
„ , phonolithischer	794
Nephelinitoid	783. 790. 800
Nephelinpikrit	808
Nephelintephrit	763
„ , basaltoider	763
„ , camptonitähnlicher	767
„ , phonolithoider	763
Nevadit	539
Nonesit	480
Norit	150
Nosean in Phonolith	614
Noseanit	790
Nosean-Melanitgestein	629
Noseanphonolith	629
Obsidian	561. 603. 642. 689
Ocellar-Structur	625
Oeje-Diabas	497
Oligoklas im Granit	24
Oligoklasit	148
Olivin in Andesit	665
„ in Augitit	814
„ in Basalt	711
„ in Diabasgesteinen	188
„ in Gabbrogesteinen	144
„ in Limburgit	814
„ in Liparit	535
„ in Melaphyr	486
„ in Melilithgesteinen	805
„ in Minette u. Kersantit	315. 325
„ in Phonolith	620
„ in Pikrit	261
„ in Trachyt	588
Olivindiabas	217
Olivinfels	271
Olivinfelseinschlüsse im Basalt	716
Olivingabbro	149
Olivinkersantit	331
Olivinknollen in Basalt	716
Olivinnorit	150
Olivinproterobas	220
Olivintholeiit	515
Olivinweiselbergit	510
Opal in Liparit	537
Opacit	376
Ophit	213
Orthoklas in Dioriten	104
„ in Elaeolithsyenit	80
„ in Granit	22
„ in Quarzporphyr	356
„ in Syenit	62
Orthoklasporphyr	427
Orthophyr	428
Ortlerit	457
Ottfjällsdiabas	221
Palaeoandesit	457
Palaeodolerit	189

	Seite
Palaeophyr	301
Palaeophyrit	457
Palaeopikrit	260
Palagonit	747
Palagonitfels	747
Palagonittuff	747
Palatinit	504
panidiomorph-körnig	11
Pantellerit	525. 567
„ , quarzfreier	572
Paramelaphyr	471
Pechstein	400. 555. 603. 642. 689
Pechsteinporphyr	399
Peperin	762
Peperinbasalt	777
Peridotit	255
Perldiabas	234
Perlit	558. 642. 689
Perowskit in Basalt	716
Phonolith, eigentlicher	621
„ , nephelinitoider	624
„ , trachytoider	622
Phonolithbasalt	730
Phonolithische Gesteine	605
Phonolithpechstein	627
Phonolithtuff	631
Phonolithvitrophyr	627
Pikrit	260
Pikritporphyrit	517
Pilitkersantit	331
Pinit in Quarzporphyr	365
Plagioklas in Andesit	653
„ in Augitporphyrit	486
„ in Basalt	703
„ in Dacit	636
„ in Diabasgesteinen	174
„ in Diorit	100
„ in Gabbrogesteinen	133
„ in Liparit	531
„ in Melaphyr	486
„ in Phonolith	611
„ in Porphyrit	449
„ in Quarzporphyr	360
„ in Syenit	63
„ in Tephrit	754
„ in Trachyt	579
Porfido rosso antico	472
Porfido verde antico	499
Porphyr, quarzfreier	426
„ , schiefriger	411
Porphyrit	444
„ , andesitischer	458
„ , dioritporphyritischer	456
„ , propylitischer	457
Porphyroïde	411
Propylit	690
Proterobas	206
Protobastitfels	150
Protogin	132
Pseudobrookit in Basalt	715
„ in Nephelingesteinen	787
„ in Trachyt	587
Pseudosphärolithe	384
Pyroxen in Andesit	661
„ in Diorit	109
„ in dioritischen Lamprophyren	323
„ in Elaeolithsyenit	83
„ in Phonolith	615
„ in Quarzporphyr	363
„ in syenitischen Lamprophyren	312
„ in Trachyt	584
„ , rhombischer in Diabasgesteinen	188
Pyromerid	395
Pyroxenit	813
Pyrrhit in Trachyt	590
Quarz in Dacit	636
„ in Diabasgesteinen	188
„ in Gabbro	146
„ in Granit	18
„ in Liparit	532
„ in Porphyrit	451
„ in Quarzporphyr	355
„ in Trachyt	588
Quarzaugitdiorit	116
Quarzbasalt	738
Quarzdiabas	201
Quarzdiorit	113
Quarzdioritporphyrit	301
Quarzfreier Porphyr	426
Quarzglimmerdiorit	111

	Seite
Quarzglimmerporphyrit	467
Quarzglimmervitrophyrit	468
Quarzhornblendeporphyrit	472
Quarzkeratophyr	434
Quarzporphyr	349
Quarzporphyrit	464
Quarzporphyrtuffe	418
Quarztrachyt	528
Reihenfolge der Mineralausscheidungen in Eruptivgestein	10
Rhombenporphyr	430
Rhyolith	588
Rinkit in Phonolith	620
„ in Trachyt	590
Rutil in Basalt	716
„ in Diabas	189
Salit in Diabasgesteinen	186
Salitdiabas	202
Sand, vulkanischer	822
Sandstein in Contact mit Granit	55
Sanidin in Basalt	706
„ in Leucitgesteinen	772
„ in Liparit	529
„ in Nephelingesteinen	784
„ in Phonolith	608
„ in Tephrit	754
„ in Trachyt	576
Sanidinit	603
Särnadiabas	220
Saussüritgabbro	163
Saxonit	269
Schalstein	245
Schiefer in Contact mit Granit	47
Schillerfels	269
Scyelite	267
Serpentin	268. 269
Sideromelan	748
Sillimanit in Granit	31
Sillit	147
Sodalith in Elaeolithsyenit	85
„ in Phonolith	614
„ in Trachyt	588
Sodalithtrachyt	598
Sordawalit	227
Sphärolithische Gebilde in Liparit	545
Spilit	493
Spilosit	239
Spinell in Gabbro	145
„ in Granit	31
„ in Phonolith	620
„ in Trachyt	590
Structur, Diabas-	190
„ divergentstrahlig-körnige	190
„ durchflochtene in Liparit	543
„ eutaxitische	625
„ eutaxitische in Vitrophyren	404
„ fluidale in Quarzporphyr	396
„ glomeroporphyritische der Basalte	729
„ granophyrische	383
„ holokrystallin-porphyrische	285
„ holokrystallin-porphyrische der Basalte	726
„ hyalopilitische	466
„ hypidiomorph-körnige	11
„ hypidiomorph-körnige der Basalte	723
„ intersertale	504
„ Intersertal- der Basalte	725
„ holokrystallin-porphyrische	344
„ hypokrystallin-porphyrische der Basalte	728
„ Kataklas- in Granit	42
„ körnige	11
„ Kugel- bei Granit	40
„ Lagen- in Liparit	553
„ Mandelstein- in Quarzporphyr	397
„ miarolitische	39
„ Migrations-	245. 425
„ mikrofelsitische	389. 544
„ mikrogranitische	380
„ Mörtel- in Granit	42
„ ocellare	625
„ ophitische	190
„ orthophyrische in Trachyt	594
„ panidiomorph-körnige	282. 314
„ Parallel- bei Granit	41
„ pilotaxitische	466
„ porphyrische bei Granit	40
„ sphärolithische in Liparit	545

	Seite
Structur, sphärolithische in Quarzporphyr	390
„ trachytische	595
„ vitrophyrische	344
„ vitrophyrische in Quarzporphyr	400
„ vitrophyrische der Basalte	729
Structurformen der Andesite	667
„ der Basalte	719
„ der Dacite	637
„ der Diabasgesteine	190
„ der Diorite	119
„ der diorit. Lamprophyre	326
„ der Elaeolithsyenite	91
„ der Ergussgesteine	339
„ der Gabbro	152
„ der Granite	38
„ der Granitporphyre	291
„ der Leucitgesteine	773
„ der Limburgite	816
„ der Melilithgesteine	807
„ der Nephelingesteine	787
„ der Phonolithe	625
„ der Pikritporphyrite	517
„ der Porphyrite	455. 464
„ der quarzfreien Porphyre	428
„ der Quarzporphyre	279
„ der Syenite	71
„ der syenit. Lamprophyre	316
„ der Syenitporphyre	298
„ der Tephrite und Basanite	757
„ der Tiefengesteine	11
„ der Trachyte	592
Suldenit	458
Syenit	61
Syenitporphyr	295
Tachylyt	740. 797
Tachylytbasalt	730
Tephrit	751
Tephritoid	766
Teschenit	210. 251
Theralith	247
Tholeiit	504
Tiefengesteine	8
Timazit	640
Tinguáit	628
Titanit in Andesit	665
„ in Elaeolithsyenit	87
„ in Granit	31
„ in Granitit	32
„ in Phonolith	619
„ in Porphyrit	454
„ in Trachyt	587
Töllit	459
Tonalit	118
Topas in Granit	29
„ in Liparit	535
„ in Quarzporphyr	365
Topasbrockenfels	59
Topashornfels	59
Trachybasalt	730
Trachyt	572
„ andesitischer	600
„ Arso-Typus	601
„ Drachenfels-Typus	593
„ eigentlicher	593
„ phonolithischer	598
„ Ponza-Typus	597
Trachytgläser	602
Trachytpechstein	555. 603. 642. 689
Trapp, glasiger	506
Tridymit in Andesit	665
„ in Liparit	536
„ in Trachyt	589
Tuffe, agglomeratische	420
„ dichte	419
„ der Andesite	693
„ der Basalte	746
„ der Dacite	693
„ der Diabase	244
„ der Melilithgesteine	810
„ der Nephelingesteine	803
„ der Phonolithe	631
„ der Porphyrite	480
„ der quarzfreien Porphyre	443
„ der Quarzporphyre	418
„ der Trachyte	604
Turmalin in Granit	31
„ in Liparit	535

	Seite
Turmalin in Quarzporphyr	365
„ in Trachyt	590
Turmalinhornfels	58
Uralitdiabas	185
Uralitporphyr	500
Uralitsyenit	69
Vaalit	519
Variolit	227
Variolite du Drac	493
Venjan-Porphyrit	462
Vintlit	460
Viridit	376
Vitrophyr	399
Vogesit	319
Volhynit	463
Wehrlit	267
Weiselbergit	501
Werneritamphibolfels	164
Wollastonit in Nephelingesteinen	787
„ in Phonolith	620
Zirkon in Gabbro	145
„ in Granit	28
„ in Quarzporphyr	364
Zirkonsyenit	79

Orts-Register.

Aberdeen. Schottl. Gra. 31.
Aberstückl. Tyr. Dioritp. 460.
Abingdon. Galópagos. Bimsst. 566.
Achalkalaki. Cauc. Obs. 566.
Achavarasdale. Schottl. Perid. 267.
Aci Castello. Sicil. Pal. 747.
Aci Reale. Sicil. Pal. 747.
Adamello. Alpen. Tonal. 113. 124. 125. — Dioritp. 459. 460.
Adams Cty. Pa. Dia. 204.
Aden. Lip. 533. 554. 562. 567. — Tra. 576. 589. — Bas. 705. 706. 710.
Aepfelskopf. Odenw. Qp. 394.
Aegypten. Qp. 363. 383. 388. — Porpht. 472. — Dia. 209.
Aetna. Bas. 727.
Ahrenthal. Tyr. Dioritp. 459.
Ajaccio. Corsica. Qp. 387.
Akrotiri. Santorin. And. 671. 673. 689.
Akrureyri. Isl. And. 687.
Alagós. Cauc. Gra. 84.
Albany. N. H. Gra. 33. — Syen. 64. 67. — Syenitp. 297. 300. — Lampr. 312. 320.
Alemtejo. Portugal. Dio. 108. 111. 112. 117. — Gab. 138. 150. 153.
Aleuten, And. 671. 684.
Alftavik. Isl. Lip. 551.
Algar. Span. Ophit. 213.
Aliabad. Persien. Syen. 64.
Allier. Frankr. Gra.-Cont. 54.
Allrode. Harz. Dia.-Cont. 238. 241.
Allzunah. Thür. Porpht. 451.
Alma. Krim. Mel. 516.
Alnö. Schwed. Elsyen. 85. 86. 89. — Mbas. 809.
Alsberg. Rhön. Tra. 600.
Alsenberg. Fichtelgeb. Kerat. 435. 439.
Alsfassen. Rheinpr. Mel. 515.
Alsfeld. Rhön. Bas. 729.
Alston. Engl. Labradp. 499.
Altaï. Qporpht. 368. 390.
Altar. Ecuador. And. 681.
Alte Maass b. Herges. Thür. Granitp. 291.
Altenberg. Sa. Bas. 727. — Lbas. 776.
Altenbraack. Harz. Kers. 333.
Altenbüren. Westph. Dia. 198.
Altenhain. Sa. Qp. 362. 365. 383.
Altfassthal. Alpen. Dioritp. 460.
Altfriedersdorf. Schles. Kers. 331.
Alt-Schönau. Schles. Dia. 186.
Altsohl. Ung. And. 673. 675.
Alvito. Portug. Porpht. 462. 468.
Amelose. Hess. Perid. 261.
American City. U. S. Dac. 640.
Ammeberg. Schwed. Dia. 202.
Ammelshain. Sa. Qp. 364.
Amsterdam-Insel. Bas. 705. 747.
Amur. Sibir. Dia. 190.
Anatolien. And. 683.
Anderstorp. Schwed. Nbas. 801. — Limb. 819.
Andlau. Vog. Gra.-Cont. 51. 54. — Qp. 387. — Minette 311. 315. 317. 318.
Angerod. Hessen. Limb. 815.
Angers. Frankr. Gra.-Cont. 53.
Anglesey. Perid. 266. 271.
Annaberg. Erzgeb. Qp. 362. — Lampr. 319. 329.
Annaklef. Schwed. Nbasan. 768.
Annerode. Hessen. Bas. 727.
Antisana. Ecuador. And. 681.
Antrim. Irland. Bas. 729.
Apati. Ung. Lip. 540.
Apatkut. Ung. And. 674.
Äppelbö. Schwed. Dioritp. 462.
Arany. Ung. And. 663. 665.
Ararat. Lip. 563. 565.
Ardnamurchan. Schottl. Bas. 729.
Armenien. Trach. 597.. — Dac. 641. — And. 670. 682. 684. — Prop. 690.
Arnsburg. Hess. Bas. 727.
Arona. Lago Maggiore. Qp. 359. 383.
Arran-Insel. Qp. 357. 360. 363. 391. 394. 395. 397. 400. 405. 406. 407. — Bas. 740.
Arso. Ischia. Tra. 582. 588. 590. 604.
Arthur's Seat. Schottl. Bas. 713.

Asbach. Hessen. Qp. 382. 383.
Ascension. Lip.Tuff. 570. — Tra. 598. — Bas. 713.
Aschaffenburg. Spessart. Gra. 22. — Lampr. 293. 331.
Askersund. Schwed. Gra. 33.
Assuk. Grönl. Bas. 715. 716. 736. 737.
Astroni. Neapel. Tra. 584. 588. 597.
Asweiler. Birkenfeld. Mel. 221. 489. 513.
Atajo, Argent. And. 669.
Auckland. Bas. 706.
Auer. Tyr. Qp. 400. 403. 404.
Auerbach. Odenw. Nbas. 797.
Auersberg. Erzgeb. Gra-Cont. 58. —
Auersberg. Harz. Qp. 360. 362. 365. 383.
Aue-Wallenburg. Hess. Pikr. 262.
Augustusburg. Sa. Qp. 398.
Aulenbach. Rheinpr. Augitp. 501. 502.
Aulene. Corsica. Dio. 115.
Aussig. Bö. Phon. 624. Bas. 739. Ntephr. 791.
Autun. Frankr. qfr. Porph. 430.
Auvergne. Gra. 32. — Hemithrène. 119. — Tra. 584. 588. 589. 594.
Aydius. Pyrén. Qp. 416.
Ayrshire. Schottl. Gab. 147.
Averner See. Ital. Ltephr. 767.
Azoren. Tra. 585. 587. 588. 590. 596. — And. 658. 671. — Bas. 739.
Azuay. Ecuad. Dac. 644.
Azufral de Tuquierres. And. Dac. 643.
Baden-Baden. Qp. 359. 365. 397.
Bärenkopf. Vog. Porpht. 472.
Bäreustein. Thür. Kers. 328.
Bärum. Norw. Rhombporph. 430. 434.
Bagnères de Luchon. Frankr. Dioritp. 304.
Bagonya. Ung. And. 679.
Baireuth. Bai. Nbas. 797.
Bakony. Ung. Bas. 706.
Baldissero. Piem. Perid. 273.
Balduinstein. Nassau. Spilit. 494. — Labrdp. 497.
Balhamie Hill. Schottl. Serp. 271.
Ballenbach. Nassau. Pikr. 261.
Ballhorn. Westphalen. Lbas. 775.
Ballon de St. Maurice. Vog. Dia. 206.
Baltersweiler. Rheinpr. Mel. 221. — Augitp. 497.
Baltimore. U. S. Gab. 156. 163.
Ban. Ung. Bas. 716. 747.
Banat. Banatit. 118. 119. 126.
Bangor. Wales. Qp. 394.
Banks Halbinsel. Neu-Seeland. Lip. 554. Bas. 706. 710. 713.
Banow. Mähr. And. 671. 672.
Barkevig. Norw. Augsyen. 65.
Barr. Vog. Gra-Cont. 31. 49. 51. 53. 57. — Dio. 111. 114. 119. — Dia. 205. — Min. 315. — Qp. 359. 410.
Bartelsmühle. Fichtelgeb. Pikr. 261.
Bartos Lehotka. Ung. Lip. 548.
Baste. Harz. Gab. 146. — Perid. 270.
Bath. Ung. And. 679.
Battaglia. Euganäen. Lip. 552. 554. — Tra. 596. — And. 674.
Baula. Isl. Trach. Pechst. 557.
Baumgarten. Schles. Grü-Schief. 226.
Baumholder. Rheinpr. Augitp. 511.
Baunsberg b. Cassel. Hess. Bas-Cont. 742.
Baveno. Lago Maggiore. Gra. 22.
Beaujolais. Frankr. Dia. 205.
Behringstrasse. And. 685.
Beja. Portug. Qp. 388.
Bélair, Pyren. Ophit 212.
Belfahy. Hte. Saône. Labrp. 495.
Berchtesgaden. Sillit 147.
Berge. Schwed. Nbas. 809.
Bergfjordsvand. Norw. Gab. 139. 156.
Bergweiler. Rheinpr. Mel. 221. 505. 515.
Berjosowsk. Russl. Beresit 282.
Berkovia Balkan. Porpht. 469.
Berkshire Cannon. U. S. Dac. 640.
Berkum. Rheinpr. Tra. 590. 595.
Berleburg. Westph. Qp. 423.
Berneck. Fichtelgeb. Dia-Cont. 229. 230. 232. 233. 234. — Spilit 494.
Berschweiler. Birkenfeld. Mel. 511.
Bertjowaja Gora. Russl. Beresit. 282.
Bertsdorf b. Bautzen. Sa. Bas. 708.
Besse. Hessen. Lbas. 775.
Beucha. Sa. Granitp. 290.
Bézius. Pyren. Ophit. 212.
Biarritz. Ophit. 211. 212.
Biarville. Vog. Dia. 205.
Biella. Piem. Syen. 62. 66. 72.
Bielstein b. Olpe. Westf. Qp. 423.
Bielstein. Harz. Kerat. 436. 437. 438.
Bierghes. Belg. Qp. 415.
Bilin. Bö. Bas. 744.
Billingen. Schwed. Dia. 219.
Billingsfors. Schwed. Dia. 202.
Bischofsheim. Rhön. Phon. 611. 617. 619. 623. — Bas. 727.
Bischofsky Hegy. Ung. Lip. 548. 566.
Bissone. Lugano. Porpht. 475.
Bittadoon. Engl. Qp. 383.
Bjarnadalr. Isl. Bas. 746.
Blanche Bay. And. 690.
Blankenburg. Harz. Kerat. 435. 438 440. — qfr. Porph. 442.
Blankenstein. Fichtelg. Dia. 205.
Blansko. Mähren. Syen. 64.
Bleiberg. Siebengeb. And. 663.
Blidar. Ung. And. 679.
Bliesen. Rheinpr. Mel. 515.
Bobenhausen. Vogelsb. Bas. 740. 741.
Bobritzsch. Sa. Qp. 365.
Bockenheim b. Frankfurt. Bas. 727.
Bodenmais. Bay. Gra. 30.
Bodrekthal. Krim. Mel. 516.

Böhmen. Bas. 729. 733. — Limb. 818. 819.
Bötzingen. Kaiserst. Phon. 616. 620.
Bogdan. Ung. Dac. 640. — And. 671.
Bogosloff. Alaska. And. 653. 675.
Boguschowitz. Schles. Teschenit. 216. 234.
Bolsener See. Ital. Tra. 592. — Tephr. 756. 761. 762.
Bolvershahn. Siebengeb. And. 671.
Bommelö. Norw. Qp. 387.
Borkov. Bö. Mel. 514.
Bosen. Birkenf. Mel. 511.
Bosjökloster. Schweden. Ntephr. 768. — Nbas. 801.
Bosnien. Dio. 115. — Gab. 134. 141. 148. 150. — Diab. 199. — Perid. 269. — Augitp. 501.
Bottro di S. Maria. Ital. Lip. 534.
Botzen. Tyr. Qp. 362. 400.
Boulor. Pyren. Perid. 272.
Boulouris. Esterel. Dac. 639.
Bracciano. Ital. Liparit. 531. 533. 534. — Tra. 577. 579. 600. 601. 603. — Lphon. 628. — And. 675. — Leuct. 774.
Bräuna. Hessen. Bas.-Cont. 742.
Bramberg. Fichtelgeb. Dia.-Cont. 234.
Brandleite. Thür. Qp. 394. 398.
Brathagen. Norw. Elsye. 93.
Bratholmen. Norw. Elsye. 89.
Brauna. Bö. Mel. 515.
Braunshausen. Rheinpr. Mel. 511. 515.
Brazil Wood. Engl. Dia. 205.
Bredbad. Schwed. Qp. 381.
Breidden Hills. Engl. Dia. 204. — Porph. 478.
Breitenbach. Vog. Gra.-Cont. 58.
Breitenbrunn. Karpath. Mel. 514.
Bresouars. Vog. Serp. 275.
Brest. Frankr. Kers. 328.
Breuschthal. Vog. Min. 318.
Brevig. Norw. Elsyen. 89.
Brilon. Westf. Pikr. 261. 263. — Qp. 413.
Brioude. Hte. Loire. Augt. 820.
Brocken. Harz. Gra. 37. 355. 386.
Brohlthal. Rheinpr. Tuff. 631.
Brokasch. Bö. Tra. 584. 595.
Brotterode. Thür. Dio. 115. — Qp. 292.
Brüx. Bö. Phon. 609. 611. 621. 624.
Bruneck. Tyr. Dioritp. 460.
Bubenbadstein. Rhön. Phon. 624.
Buchenau a. d. Lahn. Dia. 178. 198.
Buchenstein. Tyr. Augitp. 501.
Buchheim. Sa. Qp. 383. 402.
Buchholz. Sa. Kers. 329. — Qp. 362.
Buchwald. Riesengeb. Kers. 331.
Büdinger Wald. Hessen. Bas. 731.
Bühne. Westph. Nbas. 797.
Bufaure. Tyr. Mel. 514.
Buffalo Peaks. Col. And. 682.
Bukowina. And. 674.
Bundefjord. Norw. Rhombp. 430.
Burg. Nassau. Dia. 209.
Burghagen. Westph. Qp. 423.
Burgsponheim. Rheinpr. Porpht. 478.
Burgstall b. Pfaffenbeerfurth. Odenw. Gab. 161.
Burgstall. Wechselburg. Sa. Qp. 408.
Bussang, Col de. Vog. Min. 321.
Buttermühle. Fichtelgeb. Dia. 207.
Bygdö. Norw. Syenitp. 300.
Cabo de Gata. Span. Tra. 593. 599. — Dac. 640. — And. 664. 665. 671. 682.
Cabo Frio. Brasil. Augsyen. 65. 69. — Elsyen. 84. 85. 88. 89. 90. 93. 94. — Tra. 600. — Phon. 627.
Cadiz. Ophit. 213. 214.
Caernarvonshire. Wales. Perid. 266.
Cainsdorf. Sa. Mel. 514.
Calagrande. Ital. Serp. 271.
Calvarienberg b. Fulda. Bas.-Cont. 742.
Calvarienberg b. Poppenhausen. Buch. 764. 765.
Camaldoli. Neapel. Tra. 590. 597.
Camiguin. Philippin. And. 663.
Campiglia maritima. Ital. Qp. 363. 365. — Lip. 534. 542. —
Campo Major. Port. Syenitp. 300.
Campton. N. H. Dia. 221. — Lampr. 333.
Canada. Gab. 134. 147.
Canarien. Phon. 611. 615. 618. 624. 627. — And. 665. 687. — N.-Teph. 759. 763. 764. — Nepht. 793. — Augit 820.
Cantal. Frankr. Lip. 556. — Phon. 618.
Capetown. S.-Afr. Mel. 515.
Capo di Bove b. Rom. Leuct. 773.
Cap Verde-Inseln. Elsyen. 91. — Tesch. 254. — Phon. 611. 616. 617. 618. 623. 624. — Bas. 711. 729. — N.-Teph. 769. — Nepht. 785. 794. 802. — Leuct. 774. — Limb. 819. — Augt. 820.
Cariluairazo. Ecuador. And. 681.
Carlberg. Schwed. Aug.-Vitropht. 506.
Carlingford. Irland. Gab. 150. — Bas. 724.
Carolina. U. S. Perid. 274.
Carona. Lugano. Porpht. 475.
Carrick Mountains. Irland. Dio. 112.
Carrock Fell. Lake Distr. Engl. Qp. 387.
Carson River. U. S. A. Ntephr. 769.
Casa Creme. Südalpen. Porpht. 506.
Casaes do Calado. Port. Tesch. 253.
Cassel. Hess. Lbas. 775. — Nbas. 797. — Limb. 818.
Casseler Ley b. Bonn. Bas. 727.
Castagneto. Maremmen. Lip. 541.
Castel. Rheinpr. Porphyt. 478.
Castel d'Ischia. Tra. 584. 588. 599.
Castellina maritima. Ital. Serp. 276.
Castelvecchio b. Vicenza. Bas. 710.
Catamarca. Argent. Lip. 530. 532. 533. 554.
Catania. Sicil. Bas. 724.

Catanzaro. Ital. Gra.-Cont. 54. — Dioritp. 303.
Cattajo. Eugan. Lip. 557.
Caucasus. Dio. 117. — Dia. 208. 221. — Tesch. 253. — Obs. 566. — And. 681. 685. 689. — Bas. 705. 714. 724. 726. 727.
Cayambe. Anden. And. 676.
Ceati Creek. Victoria. Gra. 30.
Celebes. And. 664. 681.
Celleiro. Asturien. Dioritp. 337.
Cerro de Cunchique. Anden. And. 681.
Cerro de las Navajas. Mex. Lip. 533. 550. 565.
Cerro de S. Pedro. Monchique. Elsye. 93.
„ da Posada. „ „ 90.
Cerro negro de Mayasquer. Anden. Dac. 643.
Cervetri. Ital. Lip. 531. 533.
Cezimbra. Port. Tesch. 253.
Chachani. Peru. And. 666. 681.
Chalk Mts. Col. Lip. 530. 535.
Challes. Arden. Dia. 197.
Champ St. Vêron. Arden. Dia. 265.
Chandray. Vog. Perid. 275.
Chapas de Marbella. Span. Gra. 31.
Charnwood Forest. Engl. Gra. 34. — Dia. 205. — Augitp. 493.
Chataya Peak. U. S. Lip. 530.
Château d'Oex. Schweiz. Spilit 495.
Château-Lambert. Vog. Dia. 295.
Chatham. Canada. Qp. 394.
Chemnitz. Sa. Qp. 402.
Cheviots. Engl. Gra. 28. 33. — Porpht. 476.
Chico. Mex. Lip. 534. 562.
Chihuahua. Mexico. Bas. 733.
Chimborazo. Ecuador. And. 681.
China. Dia. 187. — Granitp. 293. — Lampr. 335. — Qpht. 453. — Tra. 584. 593. 594.
Chiriqui. Costarica. And. 670. 683.
Christiania. Norw. Gra. 38. 52. 54. — Syen. 67. 69. — Dia. 188. 208. — Syenitp. 300. — Rhombp. 430. — Augitp. 492.
Cierva. Asturien. Dioritp. 336.
Cima Lagolunga. Südalpen. Dioritp. 456.
Cimini. Ital. Lphon. 628.
Cingolina. Euganäen. Sye. 68.
Ciudad Real. Span. Nbas. 802.
Clark's Peak. U. S. A. Gra. 40.
Clear Lake. Nev. Lip. 563.
Cleaveland. England. Bas. 733.
Clermont-Ferrand. Auvergne. Min. 319.
Cleurie. Vog. Serp. 275.
Coal Creek. Nev. And. 665. 689.
Coast Range. U. S. Tra. 589.
Col de Menthe. Pyren. Ophit. 212.
Colditz. Sa. Qp. 421.
Colle del' Eremita. Rom. Leuct. 773.
Colle dei Cypressi b. Rom. Leuct. 773.
Collio. Südalp. Dioritp. 461.
Colmnitz. Sa. Qp. 381.
Colombaja. Elba. Gra.-Cont. 54.
Columbia. N. H. Gra. 34. — Sye. 67. 69.
Combarieu. Auvergne. Phon. 610. 624.
Concord. N. H. Gra. 30.
Connecticut-Thal. U. S. Dia. 175. 179. 193. 194. 227.
Conradsreuth. Fichtelgeb. Perid. 274.
Constantinopel. And. 684.
Conway. Wales. Dia. 204. — Qp. 417. 418. 443.
Corazon. Ecuador. And. 681.
Cordoba. Argent. Nbas. 802.
Corio. Piem. Perid. 273.
Cornwall. Gra. 27. 51. — Dia. 205. 208. — Granitp. 290. — Qp. 360. 361.
Corsica. Gab. 163. — Perid. 268. 271. — Qp. 395.
Cossato. Piem. Dioritp. 304.
Cossmannsdorf. Sa. Lampr. 320.
Costarica. And. 674.
Côtes-du-Nord. Frankr. Gra.-Cont. 53.
Cotocaxi. Ecuador. And. 681.
Craftsbury. Verm. Gra. 40.
Crassá. Bö. Mbas. 808.
Crazy Mts. Montana. Theral. 248. 249. 250. 251.
Cressy-sur-Somme. Morvan. Augitp. 497.
Cresta da Pell. Tyr. Augitp. 514.
Crock. Thür. Qfr. Porph. 428.
Croix-Morand. Auvergne. Bas. 726.
Crook River. Victoria. Dio. 116.
Crottes, Les. Var. And. 670.
Crozet. Auvergne. Bas. 726.
Cruger's Station. N. Y. Nor. 151.
Crutweiler. Rheinpr. Dia.-Cont. 241.
Cserhat-Geb. Ung. And. 684.
Csibles. Ung. And. 677.
Csicsó-Berg. Ung. Dac. 640.
Csik Magos. Ung. 680.
Cudden's Tucks. Schottl. Porpht. 479.
Cuevas de Vera. Span. Limb. 819.
Cumbal. Anden. Dac. 643.
Cumberland. Rh.-J. Gab. 152.
Cumbre-Pass. Argent. And. 669.
Cupo dell' Olivello. Vesuv. Ltephr. 760.
Cura. Venezuela. Augt. 820.
Cwm-y-Glo. Wales. Qp. 417. 418.
Czerwenitza. Ung. 679.
Dalekarlien. Gra. 33. — Elsye. 86. — Gab. 146. — Dia. 202. 497.
Dalsland. Schwed. Dia. 219.
Dameridagh. Cauc. Gra. 34.
Darmstadt. Dia. 221. — Bas.-Cont. 746. 802. — Limb. 817.
Daseburg. Westph. Nbas. 797.
De Beer Mine. Capland. Pikritp. 519.
Deerfield. Con. Dia. 221.

Defeza. Portug. Dia. 220.
Degnershausen. Harz. Dia.-Cont. 241.
Demend. Ung. Dac. 643.
Derenberg. Harz. Dia.-Cont. 240.
Dersdorf. Rheinpr. Mel. 515.
Desatoya Mts. U. S. Lip. 530.
Descabezado. And. Gra. 32.
Dettingen, Württemb. Mbas. 807.
Deva. Ung. And. 680.
Devils Gate. Washoe. U. S. Dac. 640.
Devin. Bö. Mbas. 808.
Diebach. Sa. Kers. 320.
Dieburg. Hess. Limb. 817.
Diedelkopf b. Cusel. Pfalz. Augpor. 503.
Dietzenbach. Hessen-Da. Tra. 596. — Nbas. 797. — Limb. 817.
Diez. Nassau. Spilit. 494.
Digoed. Wales. Qp. 417. 418.
Dillenburg. Nassau. Dia. 189. 198. 206. 207. 217. — Spilit 493.
Dillingsö. Norw. Gab. 161.
Dilln. Ung. And. 668.
Disco. Grönl. Bas. 736.
Ditró. Ung. Elsyen. 81. 84. 86. 88. 90. 95.
Dixville Notch. N. H. Lampr. 333.
Djupadal. Schwed. Pal. 747.
Dobritz. Sa. Qp. 398.
Dobschau. Ung. Dio. 117. — Perid. 268.
Docenova. Ung. And. 673. 675.
Döbeln. Sa. Porph. 471.
Dömös. Ung. And. 674.
Dognacska. Banat. Dio.-Cont. 126.
Dolgelly. Wales. Augitp. 500.
Dolleren. Vog. Dia. 205.
Dolmesberg. Hess.-Da. Bas. 711. 716. 739.
Donnersberg. Pfalz. Qp. 383.
Donoratico. Ital. Lip. 529. 535.
Dordogne-Thal. Frankr. Lip. 542. — And. 670.
Drachenfels. Siebengeb. Tra. 589. 593.
Dragalica Monastir. Balkan. Dio. 115.
Dreisbach. Rheinpr. Augitp. 478. 511.
Drusenthal. Thür. Geb. 139.
Dubnik. Ung. And. 674.
Dürnstein. Nied.-Oesterr. Perid. 270.
Dürre Fichte. Riesengeb. Granitp. 288.
Dürrenwaid. Frankenw. Kers. 329.
Duluth. Minn. U. S. Gab. 148. — Augitp. 499.
Dun Mountains. Neu-Seeland. Dunit 274. 275.
Durance. Frankr. Dia.-Cont. 230. 231.
Durham. Engl. Dia. 203.
Eberbach. Sa. Dia. 207. — Qp. 402.
Eberhaidekopf. Thür. Mel. 512.
Ebersdorf. Thür. Dia. 192.
Eckersweiler. Rheinpr. Porpht. 502.
Eckmannshain. Vogelsb. Lbas. 776.
Ecuador. Porpht. 473. — And. 681.
Edelmannskopf. Thür. Porpht. 471.
Edinburgh. Dia. 199. 218. — Mel. 489. 514.
Egersund. Norw. Nor. 150.
Ehrenberg b. Ilmenau. Thür. Dio. 43. 56. — Qp. 398.
Ehrenbreitenstein. Rheinpr. Dia. 198.
Ehrenfriedersdorf. Sa. Lampr. 320.
Ehrsberg. Schwarzw. Dio. 115. — Gab. 135. 137. 138. 147. 157. — Perid. 266.
Eibenstock. Erzgeb. Gra. 24. 27. 29. 58. — Qp. 365.
Eichhagen b. Olpe. Westph. Kerat. 440.
Eifel. Leuct. 774. — Lbas. 775. 778. — Nbas. 798.
Eigg. Pechstein 407.
Einsiedel. Odenw. Granitp. 293.
Eisenach. Thür. Ntephr. 791. — Limb. 813. 818.
Eisenberg b. Suhl. Thür. Porpht. 471.
Eisenbühl. Fichtelgeb. Dia. 205.
Eiterfeld. Rhön. Limb. 818.
Ekersund. Norw. Gab. 155. 157. — Labrdp. 492.
Elba. Perid. 268. 271. 272. — Granitp. 289.
Elben. Hess. Nbas. 797. — Limb. 818.
Elbingerode. Harz. Dia.-Cont. 241. — Kerat. 435. 438. 439. — Porph. 479. — Diabp. 492.
Elfdalen. Schwed. Gra. 32. — Elsyen. 88. — Qp. 383.
Elfer-Rücken. Tyrol. Augitp. 498.
Elfersdorf. Hess. Limb. 818.
Ellen. Schottl. Nor. 150.
Ellgoth. Schles. Tesch. 216. — Pikritp. 518.
Els. Nied.-Oesterr. Kers. 331. 332.
Elvas. Portugal. Syenitp. 300.
Enershougen. qfr. Porph. 430.
Engeln. Rheinpr. Leucitoph. 629.
Engelsbach. Hessen. Bas. 797.
Enniscorthy. Island. Gra.-Cont. 53.
Epomeo. Ischia. Tra. 599. 601.
Eppstein. Taunus. Nbas. 797.
Erbendorf. Bay. Porpht. 468.
Erbringen. Rheinpr. Porpht. 474.
Erzgebirge. Lbas. 776. 777.
Erzweiler. Rheinpr. Porpht. 478. — Mel. 515.
Escaminhos. Portugal. Gra. 34.
Eschenhof. Rhön. Phon. 611.
Eschwege. Hessen. Bas. 724. — Limb. 813.
Esmeralda. Sierra Nevada. Prop. 690.
Espedalen. Norw. Nor. 150.
Espinazito-Pass. Argent. And. 669.
Essey-la-Côte. Meurthe. Nbas. 796. 803.
Essingen. Württemb. Mbas. 811.
Esterel-Geb. Frankr. And. 670.
Etival. Vog. Granitp. 293.

Euganäen. Dia. 221. — Lip. 554. 557. 558. 560. — Tra. 581. 587. 589. 594. 596. — Bas. 727.
Eup. Hte. Garonne. Ophit 212.
Eureka-District. U. S. Granitp. 292. — Lip. 530. 535. — Dac. 643. — And. 675. — Bas. 738.
Eycott Hill. Engl. Augitp. 499.
Fär-Oer. Bas. 706. 708. 726. 732.
Fagranes. Isl. Lip. 533.
Falkenhecke. Habichtsw. Lbas. 775.
Falkenstein. Fichtelgeb. Dioritp. 302. — Kers. 329.
Fardala. Schwed. Dia. 219.
Faucogney. Vog. Spilit. 494. 495.
Faurupt. Vog. Perid. 270.
Fayal. Azoren. Tra. 579. 598. 602. — — And. 657. 659. 661. 665. 672. Bas. 708. 726.
Feilitz. Fichtelgeb. Dia. 200. 206.
Felleringen. Vog. Syenitp. 296. 297.
Fernando Noronha. Elsye. 91. — Phon. 624. 628. — Ntephr. 769. — Nbas. 785. — Augit. 821.
Fernezely. Ung. And. 663.
Figgeskjaer. Norw. Sye. 75.
Finkenberg b. Bonn. Bas. 714. 743.
Finnland. Ol.-Dia. 221.
Finsterleite. Thür. Mel. 512.
Flekkefjord. Norw. Nor. 151.
Flockenbach. Odenw. Dio. 115.
Flöha. Sa. Porph. 472.
Flores-Insel. And. 687.
Follmersdorf. Schles. Lampr. 321.
Fonni. Sard. Gra. 40.
Fontana di Papa. Rom. Leuct. 773.
Fonte da Bica. Portug. Tesch. 253.
Forman Mts. U. S. Lip. 570.
Forsaakers Kirka. Schwed. Porpht. 506.
Forst.. Pfalz. Limb. 817.
Fortification Peak. Col. Ntephr. 769.
Foya. Portug. Phon. 610.
Framont, Vog. Min. 317. 318.
Franconia. N. H. Lampr. 333.
Frankenberg-Heinichen. Sa. Dia. 192.
Frankenstein. Odenw. Perid. 268.
Frankenwald. Dia. 182. — Minette 318. — Qp. 410.
Frapelle. Vog. Gra. 33.
Frauenberg. Breitfirst. Bas. 714.
Frederikskaab. Grönl. Dia. 220. — Nepht. 795. — Mbas. 809.
Frederikshafen. Norw. Gra. 32.
Freiberg. Sa. Min. 319.
Freiberg. Oesterr. Schles. Pikritp. 518.
Freiburg. Bad. Nbas. 796.
Fréjus. Frankr. Qp. 361. 394. 395. 408. — Mel. 514.
Fresse. Vog. Spilit. 494.
Freylingen. Westerwald. Bas. 739.
Friedrichsrode. Thür. Qp. 383. 395. — qf. Porph. 428. — Mel. 512.
Fritzlar. Hess. Nbas. 797.
Frohberg. Sa. Porph. 471.
Froschberg. Siebengeb. Tra. 589.
Fuchsstein b. Kl. Sassen. Rhön. Phon. 611.
Fünfkirchen. Ung. Elsye. 85. 86. 91.
Fulda. Bas. 727.
Futuna-Insel. Bas. 740. 747. 749.
Gabas. Pyren. Ophit. 212.
Gabel. Bö. Bas. 727.
Gabel. Thür. Orthoph. 429.
Gächingen. Württem. Nbas. 796.
Galgenberg. Sa. Dia.-Cont. 231.
Galgenleite. Fichtelgeb. Dia. 207.
Galópagos. Palag. 747.
Garraux. Pyren. Ophit. 212.
Gars. Nied.-Oest. Dioritp. 303.
Gaujacq. Pyren. Ophit 211. 212.
Gave de Brousettes. Pyren. Qp. 368.
Gebweiler. Vog. Qp. 394. 397. — Lbdrp. 495.
Gehweiler. Rheinpr. Mel. 221.
Geisa. Rhön. Limb. 818.
Geisberg. Siebengeb. And. 658.
Geising b. Altenberg. Sa. Granitp. 294.
Gellaberg. Schwed. Nbas. 801.
Georgenthal. Bö. Phon. 622.
Gerardmer. Vog. Syenitp. 296. — Qp. 381.
Gerbier de Jonc. Velay. Phon. 617. 624.
Germagnano. Piem. Perid. 272.
Gethürms. Vogelsb. Bas. 727. 740. 741. — Limb. 815.
Gföhl. Nied.-Oestr. Kers. 332.
Ghadames. N.-Afrika. Phon. 612. — Nbas. 802.
Giant's Causeway. Irl. Bas. 726.
Gienberg. Rheinpr. Porpht. 474.
Gilford. N. H. Gab. 133. 146.
Gillau, Nied.-Oester. Kers. 332.
Gippsland Victoria. Perid. 265. 266.
Giromagny. Vog. Orthophyr. 429. — Labradrp. 495. 497.
Glan. Ung. And. 679.
Glarus. Mel. 516.
Glaussnitz. Riesengeb. Dio. 112.
Gleichenberg. Steierm. Lip. 554. — Tra 581. 589. 596. — And. 658. — Palag. 750. — Nbas. 801.
Glencoe. Schottl. Porpht. 472.
Gneixendorf. Nied.-Oest. Gab. 163.
Göda. Lausitz. Dia. 206.
Gökum. Schwed. Dia. 205.
Göhren. Thür. Kers. 329.
Gönnersbohl. Hegau. Phon. 610. 617.
Göncz. Ung. Lip. 546. 548. 552. 553. — And. 677.
Görlitz. Schles. Lbas. 777. — Nbas. 801. — Mbas. 808.
Götzenhain. Hess.-Da. Nbas. 797.

Golconda. Nev. Dac. 637.
Goldkronach. Fichtelgeb. 192. 197. 205. 206.
Gomadingen. Württemb. Mbas. 807.
Gomera. Canarien. Phon. 611. 624.
Gornewitz. Sa. Granitp. 287. 291.
Gottesberg. Schles. Qp. 363.
Gotteswarte. Schmalkalden. Thür. Qp. 365.
Grabenstetten. Württemb. Mbas. 807.
Graefeneck b. Weilburg a. d. Lahn. Dia. 187. 501.
Gränggärde. Schwed. Dia. 304.
Grande-Fosse, La. Vog. Mel. 513.
Grasdorf. Sa. Qp. 364.
Graz. Oesterr. Spilit. 495.
Greifenstein. Sa. Gra. 22.
Greiner. Tyrol. Serp. 276.
Grillenburg. Sa. Qp. 394. 398.
Grimburg b. Wadrill. Rheinpr. Dio. 116.
Grimma. Sa. Qp. 381. 383.
Griounaux. Vélay. Phon. 623.
Gröditzberg. Schles. Bas. 713. 727.
Grönland. Gra. 34. — Sye. 69. — Elsye. 90. — Dio. 108.
Grogn. Norw. Gab. 145.
Gross-Neundorf. Thür. Dia. 200.
Grossschönau. Lausitz. Phon. 622.
Grossschweidnitz. Lausitz. Dia. 207.
Groveton. N. H. Qp. 359.
Grügelborn. Rheinpr. Augitp. 499.
Gruorn. Württemb. Mbas. 807.
Guaguapichincha. Ecuador. And. 676.
Guamani. Perl. 560.
Guéméné. Frankr. Gra.-Con. 55.
Guernsey. Gra. 32. — Dio. 114. 119.
Guidesweiler. Rheinpr. Qp. 397.
Gundernhausen. Hess.-Da. Nbas. 797.
Gunzenau. Vogelsb. Ntephr. 766.
Guömala. Schwed. Gra. 34.
Haakanbols. Schwed. Gra. 33.
Haberville. N. H. Gra. 30.
Habichtswald. Hessen. Palag. 750.
Häg. Schwarzw. Gab. 147.
Hänichen. Sa. Qp. 398.
Häsengebirge. Hess.-Da. Lbas. 776. — Nepht. 795.
Hästhallarne. Schwed. Nbasan. 768.
Hagsta Bjar. Schwed. Nbasan. 768.
Hagstad. Schwed. Nbas. 801. — Limb. 819.
Ha-ha-Bay. Can. Gab. 156.
Hahnenbach. Rheinpr. Dia. 207.
Hahnweiler. Rheinpr. Augitp. 502.
Hain. Nassau. 261. 262.
Halle a. d. S. Qp. 360. 365. 366. 367. 381. 398.
Halleberg. Schwed. Dia. 202.
Hallerstein. Fichtelgeb. Dia. 206.
Halsbrücke b. Freiberg. Sa. Dio. 115.
Hamburger Dichtung. Harz. Kerat. 437. 440.
Hammer-Unterwiesenthal. Sa. Phon. 623. 624.
Hannebach. Rheinpr. Leucitoph. 620. 629. 630.
Hannebacher Ley. Rheinpr. Ntephr. 785. Nepht. 794.
Hanova. Ung. Tra. 590.
Harau. Nied.-Oesterr. Kers. 331.
Harbach. Rhön. Bas. 727.
Hargitta. Ung. Dac. 641. — And. 665. 674. 675. — Bas. 739.
Harrjeådalen. Schwed. Dia. 220.
Hartenfelserkopf. Westerw. Phon. 619.
Harz. Gra.-Cont. 54. 57. 58.
Harzburg. Gab. 136. 138. 145. 147. 150. 151. 153.
Harzgerode. Dia.-Cont. 238.
Hasselfelde. Harz. Dia. 197. 238. — Labradp. 492.
Haunsberg. Sa. Limb. 818.
Hauran-Gebirge. Syrien. Bas.-Cont. 746. — Palag. 747.
Hausdorf. Schles. Gab. 149. 153.
Hausen. Hessen. Bas. 729.
Havnefjord. Isl. Bas. 726.
Hawaii. Bas. 739.
Haymont. Vog. Serp. 274.
Heard Island. Limb. 820.
Hebburn. Engl. Augitp. 505.
Hebriden. Gab. 135. 138. 144. 150.
Hedrum. Norw. Augsye. 71.
Hegau. Phon. 611. 615. 618. 632.
Heidelberg. Odenw. Aplit. 280.
Heidelberg. Schles. Dia. 218.
Heiligenthal. Kärntb. Serp. 276.
Heilsberg. Hegau. Phon. 609. 624.
Heimbach. Nassau. Kers. 328.
Heimbach. Rhön. Bas. 729.
Heinrichsburg. Harz. Dia.-Cont. 237. 241.
Heinrichshütte. Frankenw. Kers. 329.
Heivand. Norw. Rhombporph. 434.
Heldburg b. Gotha. Thür. Phon. 620. 624.
Helsingfors. Finnl. Dia. 209.
Helwellyn. Engl. Dia. 199.
Hempla. Fichtelgeb. Dia. 204.
Hemsbach. Odenw. Dio. 119.
Hengildalr. Isl. Aug.-And. 687.
Henkersberg. Harz. Dia. 192.
Hennberg b. Weitisberga. Thür. Gra.-Cont. 51.
Herborn. Nassau. Dia. 178. 198. 207.
Herchenhain. Vogelsb. Phon. 623.
Herczegany. Ung. Dac. 638.
Herges. Thür. Qp. 398.
Hering. Hess.-Da. Lbas. 776. 778.
Herrières. Pyren. Ophit. 212.
Herschweiler. Pfalz. Augitp. 199. — Mel. 221.

Herstein. Birkenfeld. Dia.-Cont. 239. 241.
Herzberg. Harz. Qp. 398.
Hett. Engl. Augitp. 505.
Hettstädt. Mansfeld. Porpht. 479.
Heusenstamm. Hess.-Da. Tra. 596.
Heynewald. Sa. Bas. 710.
Hildburghausen. Thür. Bas. 727.
Himberg. Nied.-Oesterr. Kers. 331.
Hirschberg. Fichtelgeb. Dia. 205.
Hirschberg. Siebengeb. And. 671.
Hirschberg. Schles. Phon. 620. — Nbas. 801.
Hitterö. Norw. Nor. 137. 150.
Hliniker Thal. Ung. Liparit 548. — Pechstein 559. — Bimsst. 567.
Hochfeld. Vog. Min. 310. 315.
Hochland. Finnl. Dio. 108.
Hochsachsen. Odenw. Gra. 34.
Hodosfalva. Ung. And. 668.
Hodritscher Thal b. Schemnitz. Banat. 118.
Hölleteich. Thür. Porpht. 471.
Höllmühle b. Penig. Sa. Gab. 156.
Hörschel b. Eisenach. Limb. 818.
Hof. Fichtelgeb. Dia. 194. 207. — Kerat. 435. 436. — Spilit 494.
Hofgeismar. Hess. Nbas. 797.
Hof Imsbach. Pfalz. Mel. 513.
Hohburg. Sa. Qp. 383.
Hohenfernerjoch. Tyr. Dioritp. 456.
Hohenhagen b. Dransfeld. Hannov. Bas. 711.
Hohenkrähen. Heg. Phon. 624.
Hohenstein b. Ilfeld. Harz. Mel. 511.
Hohenstein. Sa. Qp. 364.
Hohentwiel. Hegau. Phon. 609. 616. 617. 620. 621. 623. 624.
Hohleborn. Hess. Qp. 383.
Hohwald. Vog. Gra.-Cont. 51. 57. — Dio. 104. 114. 119. — Syporph. 296. — Dia. 307. 308. — Lamproph. 318. 320. — Qp. 381. 383. 387.
Holler. Fichtelgeb. Pikr. 261.
Hollohaza. Ung. Lip. 548.
Holmstrand. Norw. Rhombporph. 430.
Holyhead. Wales. Dia. 199.
Holzappel. Nassau. Dia. 226.
Holzhausen. Hess. Limb. 818.
Hopstädten. Birkenfeld. Mel. 513.
Horensko. Bö. Mel. 515.
Horna Stubua. Ung. Lip. 559.
Hot Springs. Ark. Sye. 65. — Elsye. 81. 91. 631.
Hovedö b. Christiania. Dia. 208.
Hozémont. Belg. Gab. 146.
Hrabacov. Bö. Mel. 515.
Hudson River. N. Y. Dio. 128. — Gab. 138. — Perid. 266.
Hülsberg b. Wirges. Westerw. Tra. 595.
Hünfeld. Rhön. Bas. 729. 742. — Limb. 818.
Hüttenrode. Harz. Kerat. 435.
Hugyusthal. Ung. And. 677.
Humboldt River Range. U. S. Lip. 570.
Hunneberg. Schwed. Dia. 202.
Husafjell. Isl. Aug.-And. 687.
Iberg b. Baden. Qp. 357.
Iberg. Schwyz. Spilit 495.
Ickersdorf. Ung. Perid. 268.
Idaho. U. S. Lip. 570.
Idar. Birkenfeld. Mel. 512. 513.
Igalliko-Fjord. Grönl. Syenitp. 299. 301.
Iglesias. Sardin. Qp. 363.
Ihringen. Kaiserst. Lbas. 776. — Limb. 817.
Ilfeld. Harz. Porpht. 454. 470. 473. — Mel. 511. 512.
Illiniza. And. And. 676.
Illovathal. Ung. Lip. 538.
Ilmenau. Thür. Porpht. 471.
Ilopango-See. Salvador. And. 690.
Imesehau. Vogelsb. Bas. 727.
Inchcolm-Insel. Schottl. Pikr. 264.
Indefatigable. Galópagos. Bimsst. 566.
Infernillo-Pass. Argent. Bas. 729.
Infierno-Pass. Argent. And. 669.
Ingelsbyle. Schwed. Gra. 33.
Inselberg. Thür. Qp. 398. — qfr. Porph. 428.
Iraçu. Anden. And. 681.
Iroude. Auvergne. Qp. 383.
Ischia. Tra. 577. 579. 581. 584. 588. 585. 590. 597. 598. 599. 602.
Iselthal. Alpen. Dioritp. 459.
Ivigtut. Grönl. Sye. 68. 71. — Dia. 220.
Ivrea. Piem. Gab. 145. 146. 150. 151.
Jackson. N. H. Sye. 65. 69.
Jalguba. Olonetz. Russl. Var. 229. 230. 232. 233. 234.
Jan Mayen. Tra. 587. — Bas. 707. 711. 715. 722.
Janowitz. Schles. Dia. 199.
Japan. Dio. 110. — Obs. 563. — Dac. 640. 644. — And. 663. 665. 671. 675. 682. 683. — Bas. 710. 727.
Java. Lip. 542. 558. — Tra. 584. 602. — Dac. 639. — And. 654. 675. 681. 682. 689. 693. — Bas. 740. 747. 750. — Ltephr. 763. — Leucit 774. — Lbas. 778.
Jerna. Schwed. Dioritp. 462.
Jernpunten. Grönl. Bas. 715.
Jersey. City. N. Y. Dia. 203.
Jernskog. Schwed. Min. 319.
Jivaara. Finnl. Elsye. 87. 781.
Johanngeorgenstadt. Sa. Kers. 329. — Qp. 365. — Leuct. 774.
Johannisberg. Schles. Mel. 511.
Jora Dovre. Norw. Gra. 31.
Josemite-Thal. U. S. A. Dio. 113.
Jullié. Mâconnais. Dia. 243.

Juncalthal. Chile. Gra. 32. — Dio. 107.
Jungfernberg. Siebengeb. Bas. 727.
Kaaden. Bö. Leuct. 774.
Kaiserstuhl. Phon. 614. 619. 620. 623. — Leucitoph. 629. 630. — L.-Tephr. 758. — Nepht. 786.
Kaitis. Finnl. Nor. 151.
Kalamaki. Griechenl. Tra. 594.
Kaldalr. Isl. Obsid. 531.
Kalenbitz. Oesterr. Tesch. 216.
Kalvola. Finnl. Uralitp. 463.
Kamenni Brod. Russl. Labradp. 155.
Kangarsuk. Grönl. Nepht. 795.
Kangerdluarsuk. Grönl. Elsye. 81. 87. — Elsyenp. 501.
Kantavu. Fidji. And. 660.
Kapnik. Ung. And. 656. 677. 691.
Karanes. Norw. Gab. 138.
Karatash. Kl.-Asien. And. 675.
Karlsbad. Bö. Gra. 22.
Karmen Verch. Smrkouz-Geb. And. 662.
Karneid. Tyr. Qp. 383.
Kasbek. Cauc. And. 663.
Kastel. Schwarzw. Gab. 143. 147.
Kåtan. Schwed. Mbas. 809.
Katharinenkapelle. Kaiserstuhl. Nbasan. 767.
Katzenbuckel. Odenw. Nbas. 250. 775. 776. 783. 787. 794. 795.
Katzenelnbogen. Nassau. Kerat. 442.
Katzhütte. Thür. Porphoid. 415.
Kautendorf. Fichtelgeb. Kerat. 436. 440.
Kawshoh Mts. U. S. Tra. 589. — Palag. 747.
Kelberg. Eifel. Bas. 739.
Kelberg b. Passau. Dio. 107. — Lampr. 320.
Kelbra. Thür. Dio. 115.
Kellerwald. Dia. 218. — Dia.-Cont. 243.
Kelso. Schottl. Mel. 514.
Kemmenau. Nassau. Bas. 729.
Kemtau. Sa. Kers. 329.
Kendal. Engl. Lamproph. 332.
Kentucky. Perid. 275. — Pikritp. 519.
Kerguelen's Land. Tra. 583. 598. — Phon. 609. 616. 618. 620. 624. — Bas. 707. 739. 747.
Kesselberg. Schwarzw. Qp. 419.
Kesseldorf. Sachs. Porpht. 474.
Kestenthal. Harz. Granitp. 292.
Keweenah. Lake Sup. Gab. 148.
Kilimandscharo. SO.-Afrika. Lip. 554. 532. — Tra. 579.
Killiney. Irland. Aplit. 280.
Kimberley. Capland. Pikritp. 519.
Kinnekulle. Schwed. Dia. 219.
Kirchberg. Erzgeb. Gra.-Cont. 49. 51.
Kircheip. Siebengeb. Limb. 817.
Kirchheim. Württemb. Mbas. 807.
Kirchhosbach. Rhön. Nbas. 797.
Kirn. Rheinpr. Augitp. 503.
Kirneckthal. Vog. Lamproph. 315. 318.
Kis Banya. Ung. Prop. 691.
Kis Sebes. Ung. Lip. 532. — Dac. 639.
Klausen. Tyrol. Dio. 104. 110. 113. 119. 122. 126. 127. 128. 151. 155. — Porpht. 447. 476. 479.
Klausenburg. Ung. And. 679.
Kl. Kappler Thal. Schwarzw. Perid. 268.
Kl. Priesen. Bö. Phon. 611. 619. 623.
Kl. Sassen. Rhön. Phon. 624. — Bas. 727.
Kleinschmalkalden. Thür. Qp. 294. 382. Mel. 512.
Kl. Umbstadt. Odenw. Qp. 397.
Kletschner Berg. Bö. Phon. 617.
Klettigsmühle. Frankenw. Kers. 328.
Klobe. Harz. Dia.-Cont. 240.
Knoll. Fichtelgeb. Dia.-Cont. 232.
Köditz. Fichtelgeb. Dia. 200.
Königsberg. Ung. Lip. 548.
Königswalde. Sa. Min. 319.
Köttewitz. Sa. Min. 310.
Koholma. Schwed. Limb. 819.
Kohren. Sa. Qp. 398.
Konga. Schwed. Dia. 201.
Kongo-Gebiet. Dia. 221.
Konistraes. Griechenl. Lip. 536.
Korea. Dioritp. 305. — Qp. 359. 363.
Korgon. Altai. Porpht. 467.
Korpitzsch. Sa. Qp. 402.
Kos. Insel. Tra. 589.
Kosinetz. Bö. Mel. 515.
Kostalov. Bö. Mel. 514.
Kostenblatt. Bö. Tra. 595.
Kotlenik-Geb. Serb. Dac. 641.
Kottmarsdorf. Lausitz. Dia. 207.
Kozelnik. Ung. Dac. 641.
Krafla. Isl. Obsid. 566.
Krakatau. And. 653.
Kraubat. Steyerm. Perid. 274.
Krebsbachthal. Harz. Gra.-Cont. 58.
Kreidach. Odenw. Dio. 114.
Kremnicka. Ung. Lip. 547.
Kremnitz. Ung. Tra. 596. — And. 663. 671. 673. 679.
Krems. Nied.-Oesterr. Perid. 269.
Kreuzberg. Rhön. Bas. 727.
Kreuznach. Rheinpr. Mel. 510.
Kronsburg. Schwed. Hyperit 152.
Krym. Kerat. 442.
Kühlsbrunnen. Siebengeb. Tra. 586. 599.
Küllreuth. Fichtelgeb. Dia. 207.
Kürenz b. Trier. Dia. 187. 207.
Kuhrud. Persien. Dio. 113.
Kuisaari. Finnl. Nor. 151.
Kundratitz. Bö. Mel. 514.
Kupferberg. Sa. Lampr. 318. 320. 329. — Qp. 362. — Lbas. 776.
Kupferberg. Fichtelgeb. Dia. 206.
Kuruni. Griechenl. Lip. 536.

Kverner. Norw. Rhombporph. 430.
Laacher See. Tra. 586. 587. 588. 589. 590. 599. 604.
Laanghult. Schwed. Hyperit 152.
Laangstorp. Schwed. Limb. 819.
Laaven. Norw. Augsye. 74. — Elsye. 89.
Lac d'Aydat. Auvergne. Dio. 114. 122.
Lähn. Schles. Nbas. 801.
Lagoa do Congro. S. Mig. Azor. Tra. 599.
Lago di Garzone. Alpen. Dioporpht. 460.
Laifour. Ardenn. Dia. 226. — Qp. 416.
Laká. Isl. Bas. 708.
Lake Cty. Cal. Lip. 563.
Lake District. Engl. Qp. 355.
Lake Superior. Dia. 199. 221. — Mel. 499. 516.
Lambay-Insel. Isl. Labrdp. 499.
La Morette. Var. Qp. 359. 362.
La Motte. Var. Serp. 274.
Landeck. Tyr. Dioritp. 460.
Landeshut. Schles. Porpht. 467. — Mel. 511.
Landeskrone. Schles. Nbas. 801.
Langen. Hess. Da. Nbas. 797. — Augt. 821.
Langenaubach. Nassau. Labradp. 497.
Langenbach. Thür. Porphoid. 415.
Langenlois. Nied.-Oest. Gab. 161. 162. 163. — Kers. 331.
Langenscheid. Nassau. Bas. 708.
Langenschwalbach. Nassau. Lampr. 318. 323. 328.
Langerhansküppel. Rhön. Phon. 616.
Langesundfjord. Norw. Augsye. 69. 77. — Dia. 208.
Langley Ford. Cheviots. Labrdp. 499.
Laprabende. Pyren. 211. 212.
La Réunion. Tra. 582. 585. 589. — And. 675. 684. — Bas. 709. 710. 711. 740.
Lassen's Peak. Col. Dac. 538. 644. — And. 672. 674. 675. — Bas. 738.
Lastau. Sa. Kerat. 436. 437. 443.
Latium. Lteph. 759.
Laubach. Vogelsb. Bas. 726. 727. — Nbas. 797.
Laudenbach. Odenw. Min. 318.
Laugarfjell. Isl. Aug.-And. 687.
Lausigk. Sa. Gl.-Porph. 471.
Lautenthal. Harz. Kers. 331.
Lauterbach. Vogelsb. Bas. 727.
Lauterberg. Harz. Qp. 398.
Lavelline. Vog. Gra. 28. 33. — Kers. 227. 328.
Lazaro. Span. Nbas. 802.
Lebach. Rheinpr. Mel. 504.
Ledincze. Serb. And. 674.
Lehestenwald. Fichtelgeb. Dia. 184.
Leicestershire. Engl. Gra. 32.
Leichtersberg. Odenw. Qp. 394.
Leipa. Bö. Bas. 727.
Leipferdingen. Hegau. Nbas. 796.
Leipzig. Sa. Qp. 383. 455.
Leiria. Port. Ophit. 214.
Leissnig. Sa. Porpht. 471.
Leksand. Schwed. Gab. 146.
Lemberg. Pfalz. Porpht. 467.
Le Mugny. Saône. Labrdp. 497.
Lenders. Rhön. Bas. 726.
Lengsfeld. Rhön. Limb. 818.
Lenzkirch. Schwarzw. Qp. 365. 387.
Leogang. Salzb. Dia. 209.
Leprese. Veltlin. Gab. 143. 145. 148.
Le Puix. Vog. Labrdp. 495.
Lerbach. Harz. Dia. 197.
Lercouil. Pyren. Serp. 274.
Le Rhun. Bretagne. Dio. 110. 112.
Lès. Pyren. Ophit 211. 212.
Lessines. Ardennen. Dioritp. 304. 463.
Leuben. Sa. Sye. 72.
Leucite Hills. Wyo. Leuct. 774.
Levanger. Norw. Nor. 150.
Lezardieux. Bretagne. Dio. 119.
Lherz. Pyren. Perid. 272.
Libanon. Mel. 514. 515.
Libertyville. N. J. Elsye. 88. 84. 96.
Libeschitz. Bö. Limb. 819.
Libiolo. Ligur. Dia.-Cont. 232.
Libschitz. Bö. Min. 319.
Lichtenau-Fjord. Grönl. Gab. 143.
Lichtenberg. Rheinpr. Porpht. 478.
Liebenau. Bö. Mel. 514.
Liebenstein. Thür. Granitp. 294. 295.
Lienz. Tyrol. Porph. 459.
Liescha. Steyerm. Qp. 363. 365.
Ligurien. Gab. 146.
Lille Frogner. Norw. Rhombporph. 430. 431. 433.
Lillegaarden. Norw. Augsyen. 65.
Lillö. Schwed. Nbas. 801.
Liman. Jav. Dac. 640.
Limbach. Pfalz. Porpht. 474. — Mel. 511.
Limburg a. d. L. Bas. 727. 729.
Limburg. Kaiserst. Limb. 813. 814. 815. 816.
Linlithgow. Schottl. Dia. 218.
Lipari. Obs. 564. — And. 656. 666. 685.
Lipperhof. Schwarzw. Dioritp. 304.
Liskeard. Cornwall. Pikr. 262. 263.
Listerano. Lip. Ins. And. 689.
Litchfield. Me. Elsye. 81. 85. 86. 91.
Little Knott. Lake District. Engl. Pikr. 266.
Littry. Frankr. qfr. Porphyr. 430.
Livermore Falls. N. H. Lampr. 320.
Livorno. Ital. Serp. 271.
Lixfeld. Nassau. Pikr. 261. 262. 263.
Lizard. Cornw. Gab. 147. — Serp. 271.
Ljubnica. Serb. And. 671. 674.
Llanberis. Wales. Qkerat. 443.
Lleyn. Wales. Dia. 209.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA

Llyn Padarn. Wales. Qp. 421.
Lobenstein. Thür. Spilit 494.
Lobombo-Berge. Südafr. Qp. 372. 391.
Lobositz. Bö. Phon. 624.
Locana. Piem. Perid. 273.
Locano. Astur. Dioritp. 336. 337.
Lochaber. Canada. Sye. 68.
Loch Etive. Schottl. Gra. 32.
Löbau. Sa. Nbas. 786. 789. 791.
Löhrbach. Odenw. Sye. 67.
Lössnitz. Sa. Min. 319.
Löwenburg. Siebengeb. Bas. 724.
Lofoten. Norw. Augsye. 71.
Lohrberg. Siebengeb. And. 671.
Loma de Ales. And. Dac. 644.
Lomes. Astur. Dioritp. 337.
Lomnitz. Bö. Mel. 515.
Lomnitz. Schles. Qp. 383.
Londorf. Vogelsb. Bas. 715. 724.
Louisa b. Frankfurt. Bas. 727.
Loukov. Bö. Mel. 514.
Lubowija. Bosn. Dac. 639.
Ludwigshütte. Harz. Granitp. 292.
Ludwigstadt. Fichtelgeb. Dioritp. 302.
Lüptiz. Sa. Qp. 364.
Lützelkopf b. Gebweiler. Vog. Qp. 394.
Lütgeneder. Westph. Bas.-Cont. 744.
Lugano. Qp. 360. 361. 383. 387. 394. 400. 403. 404. 420. — Porpht. 474.
Lupbodethal. Harz. Dia. 193. 241.
Lure. Hte.-Saône. qfr. Porph. 429.
Luxullion. Cornwall. Gra. 31.
Luzon. Philippinen. Dio. 115. — Gab. 147. — Dia. 201. — Lip. 542. — Tra. 593. 604. — And. 675.
Luzy. Mâconnais. Dia.-Cont. 244.
Maasmünster. Vog. Kers. 328.
Mackungra. Schwed. Dia. 220.
Mâconnais. Dia. 205.
Mägdeberg. Harz. Dia. 197.
Mägdeberg. Hegau. Phon. 609. 624.
Mägdesprung. Harz. Dia.-Cont. 238.
Magalhaens-Strasse. Perid. 270.
Maglajer Schlossberg. Bosn. Tra. 589. 594.
Mahnebach. Thür. Porpht. 475.
Mainzer Eichen. Hess.-Da. Nbas. 797.
Mairus. Ardennen. Qp. 416.
Malmköping. Schwed. Dia. 219.
Malnas. Ung. And. 679.
Manterús. N.-Afrika. Phon. 611.
Manzat. Auvergne. Qp. 363.
Marabastad. Südafr. Dia. 209.
Marathonisi. Griechenl. Labrporph. 499.
Marbach, Nied.-Oesterr. Kers. 332.
Marcheno. Südalpen. Dia. 221.
Mardorf. Hess. Nbas. 797.
Maremmen. Lip. 534.
Marienberg. Sa. Lampr. 321.
Marion-Insel. Bas. 739.
Marjoss. Rhön. Bas. 731.
Markirch. Vog. Granitp. 294. — 322. 324. 328.
Markleuthen. Fichtelgeb. 27.
Marklissa. Lausitz. Limb. 818.
Marklowitz. Oesterr. Teschenit 252.
Marlesreuth. Fichtelgeb. Pikr. 261. — Pikritp. 517.
Marmels. Schweiz. Serp. 271.
Maroggia. Lugano. Qp. 358. — Porpht. 475.
Marostica b. Vicenza. Bas. 740.
Martellthal. Tyrol. Dioritp. 456.
Martinstein. Rheinpr. Augitp. 505.
Massai-Land. SO.-Afrika. Qp. 388. — Lip. 533. — Tra. 579. 583. 588. 589. And. 683. — Nepht. 769. 786. 787. 792. — Mbas. 810. — Limb. 819.
Mausemühler Tunnel. Rheinpr. Mel. 513.
Mayen. Rheinpr. Bas.-Cont. 745.
Mayo. Irl. Serp. 276.
Medelpad. Schwed. Nepht. 794.
Mehmels. Rhön. Limb. 818.
Meiches. Vogelsb. Nbas. 791. 794.
Meissen. Sa. Sye. 67. — Qp. 389. 394. 401.
Meissner. Hessen. Bas. 715. 725.
Melfi. Ital. Nepht. 794.
Melibocus. Odenw. Qp. 363.
Melide. Lug. Porpht. 475.
Mellemfjord. Grönl. Bas. 715. 736.
Mendola. Tyrol. Mel. 514.
Mendoza. Argent. Tra. 596.
Meran. Tyrol. Dioritp. 460.
Merbelsrod. Thür. Orthoph. 428.
Meregyó. Ung. Propyl. 691.
Meronitz. Böh. Perid. 269.
Messel. Hessen-Da. Limb. 817.
Messenhausen. Hessen-Da. Limb. 817.
Metze. Hessen. Lbas. 775. — Limb. 818.
Metzlersreuth. Fichtelgeb. Dia. 205.
Miask. Elsye. 91.
Michaelstein. Harz. Kers. 323. 333. — Kerat. 439.
Mienkina. Schles. Qp. 363.
Mileschauer. Bö. Phon. 624.
Militello. Sicil. Palag. 747.
Milseburg. Rhön. Phon. 611. 617. 624
Minas de Jacupiranga. S. Paulo. Brasil Elsye. 90.
Minas Geraes. Brasil. Sye. 69. — Elsye. 81. 90.
Minderberg. Linz. Rheinpr. Bas. 727.
Misterhaza. Ung. And. 677.
Misti. Anden. And. 676.
Mittershausen. Odenw. Kers. 331.
Mjösen. Norw. Gra. 32.
Mocsar. Ung. Tra. 581. 589. 601.
Modau. Odenw. Gab. 145. 147. — Syenitp. 299. 300.

Moel-y-Golfa. Wales. Porpht. 478.
Mohorn. Sa. Qp. 398. 403.
Mohsdorf. Sa. Serp. 269.
Mojanda. Anden. Dac. 640.
Molins. Schweiz. Serp. 271.
Molyvon. Chalcidice. Dio. 115.
Mombeja. Portugal. Gab. 138.
Monchique. Portugal. Elsye. 81. 83. 84. 85. 87. 88. 96. — Phon. 627. — Nbas. 802.
Monserrat. Insel. And. 690.
Montabaur. Westerw. Phon. 610.
Mont Blanc. Gra. 31. — Sye. 65.
Mont Dore. Frankr. Lip. 556. — Tra. 584. 594. 601. — Phon. 624. — Bas. 729.
Monte Amiata. Tosc. Lip. 533. 534. 541. 561. — Tra. 579. 581. 584. 586. 600. 601.
Monte Arbostoro. Lugano. Porpht. 475.
Monte Argentaro. Grosseto. Ital. Serp. 271.
Monte Bocche. Tyrol. Porpht. 468.
Montebras (Creuse). Gra. 27.
Monte Catini. Volterra. Tra. 581. 596.
Monte Cavaloro. Bologna. Gab. 148.
Monte Cisterno b. Sasso. Lip. 530.
Monte Cucco b. Cervetri. Lip. 530.
Monte di Cuma. Neapel. Tra. 584. 588. 599.
Monte Ferru. Sard. Tra. 598. 604. — Phon. 613. — And. 675. — Ltephr. 761. — Lbas. 778.
Monte Laveneg. Südalpen. Porpht. 461.
Monte Luparo. Bracciano. Lip. 560.
Monte Mulatto. Tyrol. Gra. 21.
Monte Muradu. Sardin. Lip. 563.
Montenegro. Dia. 221.
Monte Nuovo. Neapel. 597.
Monte Olebano. Neapel. Tra. 578. 588. 597.
Monte Real. Portug. Ophit 214.
Monte Rosa. Alpen. Perid. 270.
Monte Santo b. Cervetri. Lip. 530.
Monte Sumano. Schio. Enstporph. 480.
Monte Tabor. Ischia. Tra. 585.
Monte Tajumbina. Dac. 642. — And. 655.
Monte Tosto. Bracciano. Lip. 560.
Monte Trisa. Südalpen. Porpht. 468.
Monte Vetta. Ischia. Tra. 585. 588. 589.
Monte Zaccon. Tyrol. Qp. 381. 383.
Mont-Né. Pyren. Ophit 211.
Montreal. Canada. Elsye. 90. — Theral. 251. — Lampr. 334.
Mont Rognon. Auvergne. Bas. 727.
Monzoni. Tyrol. Sye. 63. 65. 66. 68. 72. 74. — Gab. 150.
Moos. Fichtelgeb. Dia. 205.
Mordach. Odenw. Granitp. 293. 294.
Moritzburg. Sa. Sye. 67.
Morococha. Anden. Dio. 112.
Morpeth. Engl. Mel. 505. 515.
Mt. Adison. N. H. Gab. 150.
Mount Davidson. Washoe. U. S. A. And. 115.
Mt. Hood. Or. And. 672. 674. 685.
Mt. Pitt. Or. Bas. 737.
Mt. Rainier. Wash. And. 672. 674.
Mt. Shasta. Cal. And. 672. 674. — Bas. 716.
Mount Sorrel. Engl. Gra. 33. 386.
Mt. Thielson. Oreg. Bas. 737.
Mt. Washington. N. H. Gab. 133.
Mount Willard. N. H. Gra.-Cont. 58.
Morvan. Gra.-Cont. 52. — Lampr. 319. 332. — Qp. 399. — Porpht. 472. —
Mosedale. Engl. Qp. 363.
Msid Gharian. N.-Afrika. Phon. 612. 616. 620.
Müglitzthal. Sa. Gra.-Cont. 53.
Mühlbach. Sa. Qp. 262.
Mühlbach. Tyr. Dioritp. 459. 460.
Münster a. St. Qp. 357.
Münster. Vogelsb. Bas. 724.
Münsterthal. Vog. Gra.-Cont. 53.
Münsterthal. Schwarzw. Qp. 368. 397.
Mull. Bas. 724. 790.
Munia-Insel. Palag. 747.
Munkacs. Ung. Tra. 585.
Murat. Auvergne. Tra. 601. — Augt. 820.
Murat-Le-Quaire. Auvergne. Lip. 556.
Murau. Ung. And. 669.
Mussinet. Piem. Gab. 141.
Närsnäs. Norw. Quarzf. Porph. 434.
Nässjö. Schwed. Dia. 202.
Nagelkopf. Rheinpr. Porpht. 467.
Nagyag. Ung. Dac. 638. — And. 672. 674.
Nagybanya. Ung. Tra. 596. — And. 677. 679.
Nagy Hisa. Ung. And. 679.
Nagy Köves b. Vasas. Ung. Elsye. 92. 93.
Nagy-Mihaly. Ung. Lip. 535.
Nagy Sebes. Ung. Propyl. 691.
Naila. Fichtelgeb. Dia. 200. 233.
Namborn. Rheinpr. Augitp. 502.
Napo, Fluss. Anden. Pechst. 558.
Narouel. Vog. Serp. 275.
Nartelge. Schwed. Gab. 145. 146.
Nathrop. Cal. Lip. 535.
National Park. U. S. Lip. 535. 549. 550.
Naundorf. Sa. Qp. 359.
Naurod. Taunus. Nbasan. 766. 813.
Neapel. Lphon. 629.
Neckarbischofsheim. Nbas. 797.
Neckarelz. Nbas. 711.
Nedves. Bö. Mel. 514.
Neipel. Rheinpr. Mel. 515.
Nerike. Schwed. Dia. 219.
Nertschinsk. Sibir. Porpht. 469.
Nesselgrund. Dia. 217.
Netzberg b. Ilfeld. Harz. Mel. 511.
Neu-Britannien. And. 663.
Neudörfel. Sa. Qp. 403.
Neudorf. Erzgeb. Nepht. 793.

Neuffen. Württemb. Mbas. 807.
Neuhauser Weinberg. Württemb. Mbas. 807.
Neu-Moldova. Banat. Dio.-Cont. 126.
Neunlinden. Kaiserst. Nbasan. 767.
Neustadt b. Stolpen. Sa. Dia. 206.
Neustift. Karpathen. Mel. 514.
Neutauberlitz. Fichtelgeb. Kerat. 436. 440.
Neutitschein. Oesterr. Tesch. 215. — Pikritp. 518.
Neuvillers. Vog. Gra. 33.
Newjansk. Beresit 282.
New Haven. Conn. Dia. 203.
Newport. Schottl. Porpht. 468. 477.
Niederbrombach. Rheinpr. Porpht. 478. — Augitp. 502.
Niederdieten. Nassau. Pikr. 262.
Nieder-Kauffung. Schles. Dia. 186. 189.
Niedermendig. Rheinpr. Bas.-Cont. 745. — Tephr. 768.
Niedermodau. Odenw. Granitp. 293.
Niedersfeld. Ruhrthal. Westph. Dia.-Cont. 243.
Niederwiesa. Sa. Dia. 201. 218.
Nierstein. Rheinhessen. Limb. 817.
Nigtingale-Insel. Phon. 632. — And. 664.
Nishne Tagilsk. Russl. Perid. 268.
Nördlingen. Ries. Lip.-Tuff. 569.
Nordeck. Hessen. Bas. 726.
Nordeck. Fichtelgeb. Dia. 184. 197.
Nordhalben. Fichtelgeb. Dia. 206.
Norheim. Rheinpr. Mel. 199. 504.
Norrland. Schwed. Olivinfels 273. — Serp. 276. — And. 682.
Nossen. Sa. Dia. 201. 218.
Noyang. Austral. Kerat. 436. 437. 441.
Nuévalos. Span. Limb. 819.
Nuk. Grönl. Bas. 737.
Nystrand. Norw. Augsye. 75.
Oahu. Sandwich-Ins. Nbas. 802.
Oban. Schottl. Porpht. 472.
Oberbergen. Kaiserst. Phon. 609. 616. 620. — Leucitph. 630. — Nepht. 792. 795. 803.
Oberbrechen. Nassau. Bas. 724.
Oberbruck. Vog. Gra. 34. — Dia. 205.
Oberdieten. Nassau. Pikr. 261. 262. 263.
Ober-Ellenbach. Hess. Bas.-Cont. 792.
Oberkatz. Rhön. Limb. 818.
Oberkirchen. Rheinpr. Mel. 515.
Oberlinzweiler a. d. Blies. Dia. 199.
Obermühlbach. Sa. Qp. 402.
Oberneisen. Nassau. Kerat. 442.
Obernheim. Pfalz. Mel. 515.
Oberschaffhausen. Kaiserst. Phon. 620. Lbas. 776. — Nbas. 796.
Oberstein a. d. Nahe. Mel. 489. 512. 513.
Oberwiesenthal. Sa. Leucitoph. 630. 632. — Nepht. 789. 791. 803.
Oberwind. Thür. Porpht. 471.
Ochill Hills. Schottl. Porpht. 477.
Ochotsk. Sib. Marek. 565.
Ochsenkopf. Fichtelgeb. Dia. 184. 206. 207.
Oderen. Vog. Gab. 137. 147. — Serp. 274.
Oderwitz. Bö. Pho. 609.
Oechsen. Rhön. Limb. 818.
Oelberg. Siebengeb. Tra. 594. 600. — Bas. 727.
Oelberg. Odenw. Qp. 419. 420.
Oelme. Schwed. Hyperit 158.
Oehrenstock. Thür. Porpht. 471.
Oestvedtö. Norw. Sye.-Cont. 75.
Oetzberg b. Hering. Hess.-Da. Lbas. 776. 778.
Offenbanya. Ung. Dac 638.
Offenthal. Hess.-Da. Nbas. 797.
Ohlaposbanya. Ung. And. 679.
Olbersdorf. Lausitz. Phon. 622.
Olbrück. Rheinpr. Leucitoph. 609. 620. 629.
Olonez. Russl. Dio. 116. — Dia. 223.
Olympgebirge. Serp. 276.
Ombordsnäs. Norw. Sye.-Cont. 76.
Omeo. Victoria. Dio.-Cont. 111. 124.
Oppenau. Schwarzw. Qp. 365. 387.
Oran. Algier. Gra.-Cont. 52.
Orange. N. J. Dia. 203.
Orescowitza-Thal. Banat. Min. 332.
Ortler. Tyr. Dioritp. 304. 456.
Orvieto. Ital. Ltephr. 762.
Oslo b. Christiania. Norw. Sye. 64. — Orthoph. 430.
Osören. Norw. Dia.-Met. 222.
O-Sopot. Ung. Dac. 639.
Oster-Insel. Palag. 747. 750.
Osterode. Harz. Dia. 192.
Ostgothland. Schwed. Dia. 219. 202.
Ottendorf. Oesterr. Schles. Nbasan. 766.
Ovifak. Grönl. Bas. 709. 715. 726.
Owen. Württemb. Mbas. 805. 807.
Pachuca. Mex. And. 683.
Pah-tson Mts. U. S. Palag. 747. 749.
Pah-Ute Range. U. S. Lip. 530.
Pakozd-Suckoró. Ung. Dac. 638.
Pallenzano. Ital. Tra. 600.
Pallobiathal. S.-Alpen. Dioritp. 460.
Palma. Dio. 107. — Dia. 209. 221. — Phon. 610. — Bas. 708. 710. 713. 739. — Nbasan. 768. — Limb. 815. 820.
Paltamo. Finnl. Bronz. Per. 270.
Panamá. And. 681. 685.
Pan de Azucar. Argent. Lip. 533.
Pansfelde. Harz. Dia.-Cont. 238.
Pantelleria. Pantell. 567. 568. 569. — Phon. 618. — And. 685. — Bas. 727.
Panyik. Ung. Dac. 639.
Paraguay. Kers. 333. — Nbas. 802.
Pargas. Finnl. Porpht. 463. — Bas. 706.
Paschkapole. Bö. Augt. 821.
Pas de Compains. Auv. Phon. 623.

Pasel a. d. Lenne. Kerat. 440. 442. 443.
Pasto. And. Dac. 643. — And. 657.
Pata de la Vaca. Span. Diabasp. 493.
Pattaug. Schwed. Mbas. 809.
Pech de Salies. Pyren. Ophit 211.
Penarfynydd. Wales. Dia. 209. 218.
Pène-St.-Martin. Pyren. Ophit 212.
Pen-man-mawr. Wales. Dia. 204.
Penrith. Engl. Labdrp. 499.
Pentland Hills. Dia. 218. — Porpht. 477. Labrdp. 499.
Penzance. Cornw. Gra. 20.
Perigagne. Pyren. Ophit 211.
Perlenhardt. Siebengeb. Tra. 589.
Perlerkopf. Rheinpr. Leucitoph. 620. 629.
Peropawlosk. Beresit 282.
Persien. Porph. 472. — Augitp. 495. 498. — Lip. 554. — Tra. 587. 589. 596. — And. 675. 684.
Pesmeda. Tyr. Liebeneritp. 301.
Petersberg. Siebengeb. Bas. 727.
Pferdskopf. Rhön. Tra. 588. — Bas. 727.
Pflasterkaute. Thür. Nbas. 797.
Pforen. Norw. Rhombporph. 434.
Philippinen. And. 671. 675. 684. 690.
Phlegräische Felder. Tra. 584. 586. 588. 604.
Pianura. Neapel. Tra. 584. 588. 590. 597. 625. 626.
Pic du Midi de Pau. Pyr. Qp. 362.
Pichincha. Ecuador. And. 680.
Pic Saint-Mont. Pyren. Ophit 213.
Pieve b. Vicenza. Syenitp. 299. — Orthoph. 430.
Piperviksbakken. Norw. Orthoph. 430.
Pireschitz. Steyerm. Lip. 543.
Piusweiler. Rheinpr. Augitp. 502.
Planitz. Sa. Qp. 400. 402. — Spilit 494. — Mel. 513.
Planitz-Ebersbrunn. Sa. Pikr. 263.
Plantaberg. Schwed. Dia. 219.
Plateau de la Bastide. Auv. And. 684.
Plateau de la Durbize. Auv. Tra. 596.
Platform Island. Bas. 739.
Plattensee. Ung. Bas. 729. 747.
Plauenscher Grund b. Dresden. Sa. Sye. 66. 72.
Podhorn. Bö. Nepht. 789. 791.
Pöhlberg. Erzgeb. Lbas. 776.
Poñ. Ital. Ltephr. 761.
Pola de Allande. Span. Dio. 107.
Pompeji. Ltephr. 760.
Pontaumur. Auv. Qp. 411.
Pontgibaud. Auv. Qp. 381. 383. 411.
Ponza. Lip. 532. 548. 557. 565. — Tra. 585. 590. 589. 597.
Poppenberg. Harz. Qp. 381.
Poppenhausen. Rhön. Ntephr. 759. 764. 765.
Potrero de los Angelos. Argent. Qp. 419.
Potschappel. Sa. Porpht. 447. 472. 474.
Potton. Canada. Dia. 223.
Poudières. Auvergne. Dio. 120.
Pouzac. Frankr. Elsye. 83. 91. 96. 210. 216. — Ophit 211. 212.
Pozzo Maggiore. Sard. Lbas. 778.
Pozzuoli. Tra. 578.
Prag. Bö. Qp. 383.
Pranal. Auv. Qp. 383.
Prato. Tosc. Gab. 146. — Perid. 268.
Predazzo. Tyrol. Sye. 69. 74. — Syenitp. 299. 300. — Mel. 500.
Presnas. Astur. Dioritp. 337.
Presseck. Fichtelgeb. Pikr. 261. 262. — Pikritp. 517.
Pressnitz-Thal. Sa. Lampr. 314.
Pria Borghese. Ligur. Perid. 272.
Procida, Lphor. 590. 629.
Profile House. N. H. Lampr. 333.
Provenchères. Vog. Mel. 513.
Przibram. Bö. Dia. 117.
Puente del Inca. Argent. Tra. 581. 589. 594.
Pürstein b. Kupferberg. Sa. Lphon. 629.
Pululagua. Anden. And. 670.
Punin. Anden. And. 683.
Punta del Imperatore. Ischia. Tra. 585 588.
Pusterthal. Tyr. Dioritp. 459.
Pusti Hrad. Ung. Perl. 560.
Puy de Charade. Auv. Bas. 727.
Puy de Mégère. And. 684.
Puy de Pariou. And. 684.
Pyramid Lake. U. S. Lip. 570. — Dac. 640.
Quärigberg. Thür. Porpht. 471.
Quebrada de las Lenhas. Argent. Bas. 729.
Queckhain. Sa. Qp. 400.
Quenast. Ardennen. Dioritp. 304. 463.
Quénécan. Bretagne. Gran.-Cont. 56.
Querbach. Schles. Nepht. 791.
Quiddelbach. Eifel. Phon. 614.
Quincy. Mass. Gra. 32.
Quinta de S. João. Portugal. Dio. 105.
Raasay-Insel. Bas. 740.
Rabenkopf b. Ilfeld. Harz. Mel. 511.
Radauthal Harz. Gab. 147.
Radmansö. Schwed. Gab. 145. 160.
Ragged Mtn. Col. Lip. 530.
Raitschin. Fichtelgeb. Dia.-Cont. 230. 232.
Rakotyas-Thal. Ung. Bimsst. 566. Bas. 710.
Ramberg. Harz. Gra. 30. 31. 53. 57.
Rammelburg. Harz. Dia.-Cont. 241.
Ramsenberg. Harz. 197.
Raon l'Etape. Vog. Gra. 22. — Spilit 494.
Rappeneck b. Freiburg. Schwarzw. Mia. 313. 318.

Ras-el-Issued. N.-Afrika. Bas. 728.
Rasta b. Recoaro. Südalpen. Porpht. 469.
Rathen. Rheinpr. Mel. 221.
Rat Island. Nbas. 802.
Rattsjö. Schwed. Gab. 162.
Raudarsbrida. Isl. Lip. 531.
Rauenthal. Harz. Dia. 226.
Rauenthal. Markirch. Vog. Serp. 276.
Rauschwalde. Lausitz. Nbas. 801.
Ravin de la Cour. Auv. Tra. 596.
Ravin de l'Usclade. Auv. Lip. 532. — Phon. 620.
Ravin des Egravats. Auv. Bimsst. 566. — Tra. 588. 596. — Phon. 619. 621.
Recoaro Südalpen. Porpht. 480. — Augitp. 506.
Redruth. Cornw. Gra. 31.
Regen. Bay. Dioritp. 462.
Reghellini. S.-Alpen. Porpht. 469.
Reichenau. Bö. Limb. 819.
Reichenberg. Harz. Dia.-Cont. 241.
Reichenstein. Schles. Lampr. 321.
Reichersdorf. Sa. Qp. 398.
Reichsdorf. Sa. Diabasp. 492.
Reichshofen. Elsass. Bas. 705.
Reichweiler. Rheinpr. Porpht. 478.
Reidscheid. Rheinpr. Porpht. 478. — Mel. 511. 513.
Reimsbach. Rheinpr. 472.
Reinsdorf b. Plauen. Spil. 494.
Reissigenstein. Thür. Mel. 512.
Reizenstein. Fichtelgeb. Kerat. 435.
Rémémont. Vog. Mel. 513.
Remigiusberg b. Cusel. Pfalz. Augitp. 503.
Remiremont. Vog. Syenitp. 296. — Min. 318.
Repistye. Ung. Dac. 641. — And. 658. 668.
Reuthberg. Fichtelgeb. Gra. 27.
Rhodope-Geb. Balkan. Lip. 554.
Rhön. Tra. 586. — Phon. 615. 618. 623. — Bas. 728. 731. 732. 733. 738. 739. — Ntephr. 764. 766. 797.
Ribeirão do Cap. Braz. S. Paulo. Elsye. 90.
Richmond. Minn. Dio. 116.
Ricoletta. Tyr. Syenitp. 299.
Rieden. Rheinpr. Leucitoph. 609. 629.
Rieseberga. Schwed. Bas. 719.
Rietenbenk. Grönl. Bas. 737.
Riis. Norw. Rhombporph. 433.
Rimogne. Arden. Qp. 416. — Dia. 226.
Rincon de la Vega. Anden. And. 670.
Rincovo. Monchique. Elsye. 91,
Rinderweg. Kaiserstuhl. Nbasan. 767.
Ringberg. Thür. Porpht. 471.
Ringeriket. Norw. Rhombporph. 430.
Ringvatsö. Norw. Dia. Met. 223.
Rio de Janeiro. Dia. 192. 194. 227. 506.
Rio negro. Argent. Bas. 729.
Risör. Norw. Gab. 164.
River Range. Nev. And. 665. 689.
Riviera. Ligurien. Gab. 141. 146.
Roburent. Piem. Qp. 365.
Rocca di Papa. Ltephr. 761.
Roccamonfina. Tra. 602. — Lphon. 629. — And. 663. 685. — Bas. 711. — Lteph. 756. 761. — Leuct. 772. 774.
Roche Sanadoire. Auv. Phon. 620. 621. 624.
Rochesson. Vog. Sye. 67. — Granitp. 290. 293.
Rochlitz. Sa. Qp. 383. 420. 421.
Rockport. Phil. Augitp. 506.
Rodna. Ung. Dac. 638. 639.
Röken. Norw. Närsnäsporph. 430.
Römhild. Rhön. Limb. 818.
Rönsdorfer Thal. Siebengeb. Tra. 583. 594.
Röspe. Westf. Qp. 424.
Rognstrand. Norw. Sye.-Cont. 76. 77.
Rohrbach. Odenw. Qp. 383.
Rom. Leuct. 778.
Romansfjord. Norw. Gab. 156.
Romberg. Rhön. Bas. 726.
Romsaas. Norw. Gab. 155. 156.
Romsberg. Schwed. Gab. 152.
Roschberg. Rheinpr. Augitp. 502. 505.
Rosenau. Siebengeb. Tra. 591.
Rosenbühl b. Hof. Fichtelgeb. Kerat. 435. 437. 440.
Rosenbühl. Eschwege. Hess. Bas. 742.
Rosignano. Ital. Serp. 276.
Roslagen. Schwed. Gra. 34.
Rossberg b. Darmstadt. Nbas. 797.
Rosstrappe. Harz. Dia. 207.
Rosswein. Sa. Gab. 162.
Rostrenen. Bretagne. Gra.-Cont. 55. 56. 57.
Rotaro. Isch. Obs. 602.
Roth. Nassau. Bas. 727.
Rothau. Vog. Granitp. 289. 291. — Qp. 363. 383.
Rothenburg. Thür. Dio. 115.
Rothweil. Kaiserst. Leuctph. 620. 629. — Ltophr. 762. — Leuct. 774. — Nteph. 795.
Rotorua-See. Neu-Seeland. Lip. 531. 542.
Rottmannshöhe. Odenw. Min. 313.
Roveredo. Tyrol. Nbas. 802.
Rovio. Lugano. Porpht. 475.
Roxensee. Schwed. Gra. 33.
Rucu-Pichincha. Anden. And. 681.
Rübeland. Harz. Dia. 206. 238. — Kerat. 435. 439. 440. — Porpht. 442. 492.
Ruhehoy. Harz. Dia.-Cont. 241.
Ruhrthal. Westf. Dia. 186. 189. 223. 224. 241. 243. — Pikr. 263.
Rujge-Geb. Balkan. Lip. 554.

Rumburg. Bö. Limb. 819.
Ruppachthal. Nassau. Dia. 209. — And. 688.
Rupt. Vog. Granitp. 291. — Qp. 362. 382.
Rybie. Galizien. Dac. 641.
Rye. N. H. Dia. 207.
Saales. Vog. Syenitp. 296.
Saalfeld. Thür. Dia. 205.
Saarburg. Rheinl. Dia. 207.
Sababurg. Hessen. Bas. 710. 726. 740. 741.
Sachsen. Lbas. 776. — Nbas. 798.
Säsebühl. Dransfeld. Hann. 740.
Särna. Schwed. Elsye. 81. 85. 86. 88.
Sala. Schwed. Dia. 202. — Dioritp. 462.
Sallanche-Thal. Schweiz. Granitp. 292.
Salave. Astur. Dioritp. 337.
Salbach. Rheinpr. Mel. 515.
Salem. Mass. Elsye. 91.
Salesl. Bö. Phon. 620. — Bas. 709. 728.
Salies de Salat. Pyr. Ophit 212.
Salta. Argent. Nbasan. 769.
Salto del Castellano. Canaria. Ntephr. 756.
Salvador. Dac. 644. — Bas. 737.
Salzberg. Thür. Porpht. 471.
Salzhausen. Hess. Phon. 623.
Salzungen. Thür. Bas. 718.
Samothrake. Lip. 531. 532. 535. 543. — Bas. 711.
Samuel Anders Grufva. Schwed. Augitp. 506.
S. Andrä. Ung. And. 664. 674.
S. Ann's Point. Que. Mbas. 810.
S. Bartolomeo. Portugal. Gra. 31.
S. Béat. Pyr. Ophit 211.
S. Blaise-la-Roche. Vog. Dio. 103.
S. Blasien. Schwarzw. Min. 318.
S. Bresson. Vog. Spilit 494.
S. Brieuc. Bretagne. Dio. 105. 114.
S. Catharina b. Marsigli. Südalp. Porpht. 469.
S. Catharinen-Kapelle. Kaiserst. Ltephr. 762.
S. Davids. Wales. Dia. 189. 218. 245.
S. Egidi. Steierm. And. 663.
S. Etienne. Vog. Serp. 275. — Min. 318.
S. Gotthard. Gra. 31.
S. Ildefonso. Span. Lamproph. 335. — Augitp. 492.
S. Johann. Nied.-Oesterr. Kers. 332.
S. Juan. Argent. Dac. 639. 640.
S. Lary. Pyr. Ophit 212.
S. Léon. Allier. Gra.-Cont. 54.
S. Lucia di Tallano. Corsica. Dio. 115. 120.
S. Maurice. Vog. Syenitp. 296. — Min. 318. — Labradp. 497.
S. Michaelis b. Freiberg. Sa. Min. 310.
S. Miguel. Azoren. Tra. 577. 578. 579. 581. 583. 588. 590. 598. 599. 601. 602. 604. — And. 657. 659. 661. 665. 672. 685. 688. — Bas. 708. 726. 727.
S. Moritz. Engadin. Dio. 117.
S. Nabor. Vog. Syenitp. 296. 298. — Qp. 357. 381. 383. 387. — Porpht. 473.
S. Nabord. Vog. Gra. 26. 30.
S. Paul. Insel. Lip.-Tuff. 570. — And. 684. — Bas. 705. 715. 724. 726. 727. 740. 747. — Ntephr. 769.
S. Paulo. Bras. Syenitp. 300. — Lampr. 312. 320. — Limb. 819.
S. Pédéhourat. Pyr. 212. — Perid. 271.
S. Raphael Esterel. Dac. 639.
S. Ulderico. S.-Alpen. Porpht. 469.
S. Vicente. Capverde-Ins. Elsye. 96.
S. Vincenzo. Maremmen. 534. 540. 541.
S. Wendel. Rheinpr. Augitp. 200. 490. 505. 511. — Mel. 513.
Sandakrog. Isl. Aug.-And. 687.
Sandsjö. Schwed. Dia. 202.
Santorin. And. 651. 653. 657. 662. 671. 674. 682. 689.
Sapois. Vog. Syenitp. 297.
Sardinien. Dioritp. 305. — Phon. 623. — Bas. 738.
Sarnthal. Tyr. Qp. 383.
Sasbach. Kaiserst. Nbasan. 767.
Saskal. Bö. Mel. 514.
Sauk Rapids. Minn. Gra. 32.
Saulx. Vog. Dia. 205.
Saynajöki. Finnl. Dio. 117.
Scarrupata. Ischia. Tra. 584. 585. 588. 599.
Scoglio Pomo. Dalmatien. Dio. 117.
Scourie. Schottl. Dia. 222. — Pikr. 267.
Schackberg. Rhön. Bas. 724. 727.
Schadenthal. Thür. Dia. 200.
Schadewald. Lausitz. Ntephr. 768.
Scharzfeld. Harz. Qp. 357. 398. 399.
Schasdorf. Lausitz. Ntephr. 768.
Schaufelgraben. Steierm. Tra. 596.
Scheibenberg. Kaiserst. Nbas. 796.
Scheidsberg b. Remagen. Rheinpr. Bas. 710. 714. 727.
Schelingen. Kaiserst. Nepht. 792.
Schemnitz. Ung. Dio. 109. — Lip. 531 533. 542. 543. 556. 575. — Tra. 583 589. 590. 596. — Dac. 637. 640. 641. — And. 655. 669. 670. 671. 673. 679. 682. — Propyl. 691.
Schiffenberg b. Giessen. Bas. 739.
Schillingen. Rheinpr. Dio. 116.
Schiltigeramt. Nied.-Oest. Kers. 331.
Schirmeck. Porpht. 467.
Schlegel. Fichtelgeb. Dia. 200. 233.
Schleiz. Thür. Kers. 328.
Schletta. Sa. Pechst. 401.
Schleusingen. Thür. Porpht. 471.
Schlitz. Vogelsb. Bas. 727.
Schlössel. Erzgeb. Phon. 623.
Schlüchtern. Hess. Nbas. 797.
Schlüsselburg. Bö. Bas. 727.

Schmalenberg. Harz. Gab. 143. 146. 156. — Porpht. 443.
Schmalkalden. Hess. Dia. 197. — Qp. 398. — Porpht. 471.
Schmiedebach. Frankenw. Kers. 323.
Schmiedeberg. Schles. Qp. 387.
Schnappenhammer. Fichtelgeb. Min. 313.
Schneckenstein. Erzgeb. Gra.-Cont. 59.
Schneeberg. Erzgeb. Gra. 22. 26. 51. — Kers. 329.
Schneeberg. Fichtelgeb. Gra. 27.
Schneegrube. Riesengeb. Nbas. 801.
Schneidemüllerskopf. Thür. Porpht. 471. 479.
Schnellbach. Thür. Dia. 197. 244.
Schöbischowitz. Oesterr. Teschenit 216.
Schönau. Schles. Qp. 410. — Augitp. 511.
Schönau. Schwarzw. Syenitp. 299.
Schönfeld. Sa. Dia. 229. 231. — Lampr. 320.
Schörtelkopf. Thür. Mel. 512.
Schoneberg. Vogelsb. Bas. 724.
Schonen. Schwed. Dia. 201. 219. — Bas. 706. 711.
Schotten. Vogelsb. Bas. 727.
Schreckenstein. Bö. Ntephr. 791.
Schreckkopf. Thür. Qp. 394.
Schriesheim. Odenw. Dio. 116. 121. — Perid. 264. 265.
Schroden. Rheinpr. Dio. 116.
Schutterthal. Schwarzw. Qp. 387.
Schwarzbiegel. Habichtswald. Bas.-Cont. 742.
Schwarzenberg. Erzgeb. Gra. 47. — Kers. 329. — Qp. 365.
Schwarzerden. Rheinpr. Augitp. 199.
Schwarzhaupt. Rhön. Bas. 718. 739.
Sebastopol. Qkerat. 442.
Sebusein. Bö. Bas. 728.
Sechshelden. Nassau. Spilit 494. — Labrdp. 497.
Sedlowatoi. Russl. Elsye. 91.
Seelen. Pfalz. Dia. 204.
Seeleshof. Rhön. Phon. 617. 623.
Seewen. Vog. Granitp. 289. 294. — Qp. 363. 397.
Seiland. Norw. Gab. 156.
Seisser Alp. Tyr. Augitp. 501. — Mel. 514.
Selberg b. Quiddelbach. Eifel. Phon. 620.
Seljadalr. Isl. Palag. 747.
Selviella. Astur. Dioritp. 336.
Semil. Bö. Mel. 514.
Senftenberg. Nied.-Oesterr. Perid. 270.
Sengelberg b. Salz. Nassau. Isenit 688.
Senjenö. Norw. Amph.-Pikr. 267.
Senones. Vog. Mel. 513.
Serra de Monchique. Port. Ntephr. 767. 768. — Augt. 821.
Serra de Tinguá. Rio de Janeiro. Brasil. Elsye. 84. 90. — Tra. 600. — Phon. 627. — Limb. 815. — Augt. 821.
Serra dos Poços de Caldas. Elsyen. 90. 93. 101. — Tra. 600. — Phon. 627. — Leuct. 771. 774.
Serrania de Ronda. Span. Gra. 31. — Perid. 274. 275.
Serrazuela. Argent. And. 669.
Setigalanga. Südafr. Gab. 147.
Setoya Range. Nev. And. 665. 689.
Sevilla. Span. Dia. 209.
Seychellen. Gra. 29.
Seydorf. Riesengeb. Granitp. 288.
Sheep Corral Cañon. U. S. Lip. 530.
Shipshaw. Can. Nor. 151.
Shipton. Can. Gra. 27. 34.
Shoshone Pass. U. S. Lip. 530. — Dac. 640.
Siedelsbrunn. Odenw. Dio. 114.
Sierra de los Granatillos. Argent. And. 669.
Sierra Parda. Span. Ophit 214. — Perid. 273.
Silbach. Ruhrthal. Dia.-Cont. 243.
Silberberg. Fichtelgeb. Spilit 494.
Silser See. Alpen. Serp. 274.
Silver Mtn. Sierra Nevada. Prop. 690.
Sinalva. Mex. Prop. 690.
Sincholagua. Anden. And. 681.
Sippling Crag. Lake Distr. Engl. Lbrdrp. 499.
Sirgwitz. Schles. Bas. 719.
Sjugare. Schwed. Gab.-Dio. 146.
Sitio do Covado. Monchique. Elsye. 93.
Sitio dos Reboulos. Monchique. Elsye. 90.
Skaraborg. Schwed. Hyperit 152.
Skiddaw. Engl. Gra.-Cont. 49.
Skoumsaas. Norw. Rhombporph. 430. 434.
Skurruvaself. Norw. Gab. 145.
Skye. Bas. 724. 740.
Slätmossa. Schwed. Gra. 40.
Slater's Fork. Elkhead Mts. U. S. Tra. 590.
Slievenalargy. Irl. Bas. 740.
Smaaland. Schwed. Dia. 185.
Smaalenene. Norw. Gab. 155. 156.
Smolnik. Ung. Bas. 704.
Smrkouz-Gebirge. Steyerm. And. 671. 680. 684.
Smyrna. Lip. 554. — And. 673. 674.
Snowdon. Wales. Qkerat. 418.
Snowy River. Victoria. Gra. 30.
Sobral. Port. Tesch. 253.
Soccavo. Ital. Pip. 597.
Socotora. Insel. Gra. 312.
Södermanland. Schwed. Dia. 202.
Söhla. Oesterr. Schles. Tesch. 252.
Söndmöre. Norw. Olivinf. 273.
Söråker. Schwed. Nbas. 809.
Sösdala. Schwed. Bas. 719. — Nbas. 768.
Sötern. Birkenfeld. Mel. 221. 511. 513.
Sogndal. Norw. Labradorp. 152.
Solfatara. Neap. Tra. 597.
Sonora. Mex. Prop. 690.
Sorano. Italien. Leuct. 774.

Sorgenfri b. Christiania. Kers. 331.
Sorö. Norw. Sye. 67. — Gab. 145.
Soyjoch. Tyr. Dioritp. 456.
Spahler Berg. Rhön. Bas. 739.
Sparbrod. Rhön. Bas. 739.
Spechtshausen. Sa. Qp. 402.
Spessburg b. Barr. Vog. Min. 310. 315.
Spiemont. Rheinpr. Dia. 178.
Spisseroth. Hess.-Da. Bas. 739.
Spitzberg. Erzgeb. Phon. 624.
Spitzbergen. Dia. 200.
Spitzcunnersdorf. Sa. Phon. 620.
Sponeck. Kaiserstuhl. Ntephr. 767. — Nbas. 796.
Sprendlingen. Hess.-Da. Bas. 711.
Stadt Steinach. Fichtelgeb. Dia. 200.
Stahlberg. Harz. Kerat. 439.
Stalberg. Rhön. Phon. 624. 616.
Stallegg. Nied.-Oesterr. Sye. 68.
Stalvedro. Alpen. Serp. 274.
Stammrod. Harz. Dia. 194.
Stark. N. H. Sye. 65.
Starkenbach. Vog. Serp. 271.
Starkenbach. Bö. Mel. 515.
Steben. Fichtelgeb. Dia. 206. 207. — Spilit 494.
Steinacher Joch. Tyr. Dioritp. 331.
Steierdorf. Banat. Pikritp. 516. 518.
Steige. Vog. Min. 315.
Steinbach. Fichtelgeb. Dioritp. 302.
Steinbachmühle. Frankenw. Kers. 329.
Steinegg. Nied.-Oesterr. Perid. 274. — Porph. 302. — Kers. 332.
Steinerne Mann b. Wolfstein. Pfalz. Porpht. 478.
Steingrün. Frankenw. Kers. 329.
Steinheim a. M. Bas. 726.
Steinschönau. Rhön. Bas. 727.
Steinwand. Rhön. Phon. 624.
Stempel b. Marburg. Bas. 729.
Stenkilstorp. Schwed. Limb. 819.
Stenviken. Norw. Augsye. 77.
Stenzelberg. Siebengeb. And. 657. 671.
Stephanshügel b. Limburg. Nassau. Bas. 715.
Stewartstown. N. H. Dio. 119.
Stiebitz. Lausitz. Dia. 187. 206. 207.
Stikkisholmr. Isl. Aug.-And. 687.
Stockö. Norw. Augsye. 74. 75. 76.
Störzelberg b. Wolfstein. Pfalz. Augitp. 199.
Stolpen. Sa. Bas. 719. 727. — Lbas. 776.
Stolzenfels. Rheinpr. Augitp. 479.
Stopfelskuppe b. Eisenach. Limb. 776.
Store Bekkafjord. Norw. Gab. 145.
Strathblane. Schottl. Bas. 729.
Strehla. Sa. Gra.-Cont. 51.
Strehwalde. Lausitz. Dia. 206. 207.
Streitwald b. Frohburg. Sa. Qp. 359.
Striegau. Schles. Bas. 716. 727. 746.
Strömstad. Schwed. Augitp. 501.
Suldenthal. Tyr. Dioritp. 456. 460.
Sumatra. Gra. 32. 33. 34. — Dio. 112. 114. 117. 122. — Gab. 151. 165. — Dia. 202. 204. 210. 244. — Pikr. 264. 265. — Kerat. 441. — Dioritp. 462. — Diabasp. 492. 499. — Lip. 562. — Dac. 639. — And. 675. 681. 682. — Bas. 729.
Summit Cty. Col. Lip. 540.
Sundalsören. Norw. Nor. 150.
Sundvolden. Norw. Rhomb. 434.
Susan Creek. Nev. And. 665. 689.
Svetla. Bö. Mbas. 808.
Swifts Creek. Victoria. Gra. 38.
Swirrel Edge. Lake Distr. Engl. Dia. 200.
Syssert. Russl. Beresit 282.
Szarkó. Ung. Dac. 638.
Szarvaskö. Ung. Perid. 267.
Szaska. Banat. Dio.-Cont. 126.
Szobb. Ung. And. 673.
Szöghi. Ung. Perid. 564.
Sztojkafalva. Ung. And. 679.
Taba Szamboko. Süd-Afr. Qp. 397.
Taba Umboom. Süd-Afr. Dia. 201.
Taba Umlutschue. Süd-Afr. Mel. 515.
Tabberabberah. Victoria. Dio. 116.
Taberg. Schwed. Hyperit. 151. 153.
Tacoma Mtn. Columb. U. S. And. 665.
Talac-Gpa. Argent. Bas. 729.
Tambach. Thür. Qp. 398.
Tannbergsthal. Sa. Lampr. 218. 330.
Tasmanien. Gra.-Cont. 60.
Taucha. Sa. Qp. 364.
Taupo-See. Neuseel. Lip. 567.
Tavolato. Rom. Ltephr. 756. 761.
Teesdale. Engl. Dia. 190.
Tekût. N.-Afrika. Phon. 612.
Telkibanya. Ung. Lip. 545. 548. 551. 552. 559. 560. 566.
Tempiuta. Nev. Lip. 571.
Tenerife. Elsye. 91. — Obs. 564. — Phon. 610. 611. 617. 619. 623. 624 626. 627. — Ntephr. 763. 764.
Teolo. Euganäen. And. 674.
Tepla. Ung. And. 669.
Teplitz. Bö. Phon. 624.
Terceira. Azoren. Tra. 599.
Ternuay. Frankr. Dia. 208.
Teschen. Oesterr. Tesch. 215.
Teufelsberg. Fichtelgeb. Spilit 494.
Thal. Thür. Qp. 412.
Thalheim. Sa. Kers. 329.
Thallichtenberg. Rheinpr. Augitp. 511.
Tharand. Sa. Qp. 394.
Theley. Rheinpr. Augitp. 565.
Theodorshall. Rheinpr. Qpht. 467.
Thessalien. Serp. 276.
Thierathal. Ilfeld. Harz. Mel. 511.
Thiézac. Auv. Phon. 624. — Bas. 727.

Tholei. Rheinpr. Augitp. 505.
Thomashütte. Hess.-Da. Tra. 596.
Tiefenbach b. Wetzlar. Hessen. Perid. 263.
Tiefengrün. Fichtelgeb. Dia. 205.
Tiggsaluk. Grönl. Dia. 220.
Timor. Elsyé. 91.
Tindastolln. Isl. Obsid. 563.
Tisens b. Castelrutt. Tyr. Qp. 403.
Todtenbach. Erzgeb. Leuct. 774.
Todtmoos. Schwarzw. Perid. 270. 276. — Qp. 362. 381.
Töll b. Meran. Porpht. 459.
Tönsberg. Norw. Rhombp. 430.
Tokaj. Ung. Lip. 373. — And. 642. 679. 682.
Tolcarn. Cornw. Dia. 208.
Tolcsva. Ung. Lip. 547. 548. 560. 564. 565.
Tolfa. Ital. Tra. 590. 594.
Tommelsbach b. Schirmeck. Vog. Min. 317.
Tonsenaas. Christiania. Norw. Sye. 68. — Rhombenp. 434.
Toporuan-See. Neu-Seeland. Obs. 566.
Torniella. Ital. Lip. 534. 541.
Tot György. Ung. And. 679.
Totschibnaja. Russl. Beresit 282.
Tour du Dormont. Var. And. 670.
Traisa. Hess.-Da. Granitp. 293. — Mel. 515. — Bas. 739.
Trebitsch. Mähr. Kers. 323. 332.
Treseburg. Harz. Dia.-Cont. 240. — Kers. 333. — Porphyroid. 424.
Tres Montañas. Canarien. And. 665.
Tresselwald. Fichtelgeb. Dia. 207.
Tretto. Süd-Alp. Porph. 469.
Triberg. Schwarzw. Granitp. 294. — Syenitp. 299. — Qp. 360. 365. 387. 397.
Triebischthal. Sa. Porph. 472.
Triblic. Bö. Limb. 819.
Tringenstein. Nassau. Perid. 260. 261. 262.
Trippiti. Ischia. Tra. 588.
Tristan da Cunha. Bas. 739.
Troas. Gra. 32. — Dio. 125. — Lip. 554. — And. 671. 673. 683. — Bas. 729. — Nbas. 802.
Trogen. Fichtelgeb. Dia. 200. — Pikr. 261.
Tromsö. Norw. Dio. 116.
Truckee Range. U. S. Qp. 363.
Trusethal. Thür. Dia. 197.
Truttenhausen. Vog. Qp. 387.
Tryksände. Schwed. Hyp.-Dio. 161.
Tscharisch-Fluss. Altaï. Porpht. 390.
Tucuman. Argent. Bas. 729. 739.
Tüffer. Steierm. Lip. 543.
Türkismühle. Birkenfeld. Mel. 221.
Tunguragua. Ecuador. And. 676. 681.
Turgojak. Ural. Sye. 69.
Turin. Dia.-Cont. 230. 231.
Tusnad. Ung. And. 674. 675.
Twedestrand. Norw. Kers. 333.
Twin Mtn. N. H. Qp. 365.
Tynemouth. Engl. Mel. 505.
Tynewidd. Anglesey. Gab. 138. 146.
Tyveholmen. Norw. Rhombp. 430. 431. 434.
Uddeholmshyttan. Schwed. Dio. 117. 121.
Uebberroth. Nassau. Dia. 204.
Uffeln. Hess. Lbas. 775.
Uifak. Grönl. Bas. 734.
Ullitz. Fichtelgeb. Pikr. 261.
Ultenthal. Tyr. Olivinfels. 273. 274. — Dioritp. 456. 459. 461.
Umanaksfjord. Grönl. Bas. 736.
Umkomata. Südafr. Dia. 201.
Unalaschka. Lip. Tuff. 569.
Unkel a. Rh. Bas. 727. 745.
Unkersdorf Sa. Porpht. 474.
Unterkotzau. Fichtelgeb. Dia. 200.
Untersberg. Thür. Quarzp. 398.
Upernivik. Grönl. Bas. 737.
Upsala. Schwed. Gra. 32. — Uralitp. 500.
Urach. Württemb. Mbas. 807. 810.
Ural. Dia. 223. 224. — Pikr. 264. — Labradorp. 499. 500.
Urbach. Vog. Kers. 322. 328. 331.
Urbeis. Vog. Spilit. 495.
Urberach. Hess.-Da. Tra. 596.
Urweiler. Rheinpr. Mel. 515.
Usingen. Taunus. Bas. 739.
Uttervik. Schwed. Eulysit. 268.
Val Alpe. Dioritp. 456.
Val Bondol. Dioritp. 461.
Val Cedeh. Dioritp. 456.
Valchita. Argent. Bas. 729.
Val d'Ajol. Vog. Gra. 33. — Dio. 103.
Val de l'Enfer. Auv. Tra. 579. 587. 596.
Val di Scalve. Dioritp. 461.
Valentinothal. Dioritp. 459.
Val Forno. Dioritp. 456.
Val Gavia Dioritp. 456.
Vallée de la Cour. Auv. Tra. 581.
Vallone di Pollena. Vesuv. Ltephr. 760.
Vallone Piscinale. Vesuv. Ltephr. 760.
Val Mercanti. Südalp. Enstporph. 480.
Val Zebrú. Dioritp. 456. 458.
Val Zuccanti. Mel. 514.
Var. Frankr. Qp. 399. 400.
Varallo. Piem. Nor. 151.
Varatikberg. Ung. And. 663.
Vas Hegy. Ung. Lip. 566.
Vaulry. Haute-Vienne. Gra. 27. — Granitp. 294.
Vaxsjö. Schwed. Limb. 819.
Veaux. Mâcon. Dia.-Cont. 243.
Velay. Frank. Phon. 617.
Veltlin. Gab. 150.

Venezia-Rücken. Dioritp. 461.
Venjan. Schwed, Dioritp. 462.
Veragua. And. 683.
Vescemont. Vog. Orthoph. 429.
Vesuv. Lteph. 756. 758.
Vettakolln. Norw. Rhombporph. 430.
Vicdesoss. Frankr. Perid. 273.
Victoria. Austral. Qp. 383. 386. — Kerat. 441. — Dioritp. 462. — Labradorp. 498. — Bas. 726. 728.
Vididalsá. Isl. Bas. 708.
Vidoe. Isl. Palag. 747.
Vieska b. Glan. Ung. Bas. 729.
Viezena. Tyrol. Augitp. 501.
Vihorlat-Gutin-Geb. Ung. And. 662.
Villa da Cova. Portugal. Dio. 117.
Villa do Bispo. Portugal. Nbas. 801.
Vintl. Tyr. Dioritp. 460.
Virginia City. Nev. And. 677.
Virpazar. Montenegro. Orthoph. 430.
Visegrad. Ung. And. 654. 693.
Viterbo. Ital. Lphon. 628.
Viti-Archipel. Elsye. 91. — Gab. 150. — Orthophyr 428. — And. 675. 693.
Vitos. Ung. And. 659.
Vivara. Lphon. 629.
Vlegyasza-Geb. Ung. Dac. 638. 640. — And. 669.
Vöröspatak. Ung. Dac. 641. — And. 656.
Vörsz-Visz. Ung. Lip. 548.
Vogesen. Gra. 30. 32.
Voigtland. Dia. 182.
Volhynien. Russland. Volhyn. 463.
Volpersdorf. Schles. Gab. 147. 149. 155. — Perid. 268.
Vorderreuth. Fichtelgeb. Dia.-Cont. 230.
Vulcano. And. 685. 689.
Wackenbach. Vog. Min. 312. 318. 438.
Waaern. Rheinpr. Mel. 515.
Wächtersbach. Rhön. Bas. 731.
Wällikallio. Finnl. Qp. 360.
Wah-we-ah. Range U. S. Tra. 589.
Wairoa. Neuseel. Lip. 561.
Waldböckelheim. Rheinpr. Porpht. 474.
Waldeck. Dia. 197.
Waldenburg. Schles. Qp. 383. — Mel. 511.
Walditz. Böh. Mel. 514.
Waldshut. Schwarzw. Qp. 365. 387.
Waldstein. Fichtelgeb. Gra. 27.
Wallenstein a. d. Wenne. Dia. 198.
Walsch. Bö. Bas. 724.
Warburger Börde. Lbas 776.
Wartenberg b. Donaueschingen. Mbas. 807.
Wartenberg. Bö. Mbas. 808. — Limb. 819.
Warwick. Dia. 219.
Washoe. Nev. And. 674. 677. 690. 691.
Wasserburg. Vog. Gra. 26.
Watab. Minn. Gra. 32. — Dio. 116.
Watervalrivier. S.-Afrika. Dio. 103.
Waterville. N. H. Qp. 363.
Weberschwang. Spilit 494.
Wegscheid. Vog. Qp. 363. 394. 397.
Weilburg. Nassau. Dia. 217. — Kerat. 442. — Spilit 493.
Weiler b. Weissenburg. Els. Dioritp. 302. — Min. 317.
Weiler. Baden. Nbas. 796.
Weiler. Thal. Vog. Dia. 200. — Min. 310.
Weinheim. Odenw. Dio. 113. — Min. 310. 315. — Qp. 358. 359.
Weipert. Erzgeb. Phon. 627.
Weischlitz. Sa. Spilit 494.
Weiselberg b. Oberkirchen. Augitp. 490. 502.
Weissenkirchen. Nied.-Oesterr. Serp. 270.
Weisseritzthal. Sa. Lamproph. 320.
Weissig. Sa. Porpht. 472.
Weitisberga. Frankenw. Kers. 329.
Wellington. Engl. Qp. 407.
Welschberg. Pfalz. Porpht. 478.
Wendefurth. Harz. Granitp. 289.
Wendenkopf. Odenw. Qp. 394. 419. 420.
Wenkau. Sa. Qp. 398.
Werdeck. Schles. Lampr. 321.
Wermland. Hyperit 158. 160.
Wernigerode. Harz. Granitp. 291. 292. 294. — Syenitp. 299. — Porpht. 479. 492.
Westerburg. Westerw. Bas. 715. 724.
Westerwald. Tra. 589. 604. — Phon. 616. 618. 622. — Isenit 664. — Bas. 739.
Westfinnmarken. Sye. 67. — Gab. 139.
Westmoreland. Dia. 199. — Min. 319.
Westville. U. S. Dia. 203.
Wetterau. Bas. 731. 732. 733.
Wheal Tremaine. Cornw. Granitp. 289.
Whitehead Peak. U. S. Tra. 589.
Wichova. Bö. Mel. 515.
Wickenstein. Schles. Nbas. 786.
Wicklow. Irl. Gra.-Cont. 51.
Wiebelsbach. Odenw. Qp. 397.
Wiegersdorf b. Ilfeld. Harz. Mel. 511. 512.
Wielenbach. Tyr. Porph. 459.
Wielischthal. Sa. Kers. 323.
Wiersberg. Bay. Dia. 206.
Wiesenthal. Erzgeb. Min. 319. — Leucitp. 631. — Lbas. 776. — Nepht. 792.
Wildenstein b. Büdingen. Bas.-Cont. 742.
Wilhelmsbad. Hessen. Bas. 726.
Wilhelmshöhe b. Cassel. Nbas. 797.
Wilhelmsleite. Thür. Porpht. 471.
Willmerich. Rheinpr. Dio. 116.
Wilnsdorf. Westph. Bas. 727.
Windgälle. Uri. Qp. 387. 416.
Windisch-Matrei. Alp. Serp. 276.
Winnen. Hess. Bas. 724. 729.
Winterberg. Harz. Gab. 156.

Winterberg. Sa. Limb. 818.
Wippra. Harz. Dia. 224. 226.
Wissenbach. Nassau. Dia. 198. — Pikr. 261.
Witzenhausen. Hess. Bas. 724.
Wölferdingen. Nassau. Isenit 688.
Wöllan. Steierm. And. 661.
Wolfgangsee b. Ischl. Gab. 147.
Wolf's Rock. Landsend. Cornw. Phon. 609. 620. 624.
Wolkenburg. Siebengeb. And. 671.
Wolkenstein. Erzgeb. Lampr. 314.
Wollenberg b. Wetter. Hess. Dia.-Cont. 243.
Wrekin. Engl. Qp. 394. 397.
Wuenheim. Vog. Qp. 394. 395. 396.
Wünschelburg. Schles. Qp. 397.
Wüstewaltersdorf. Schles. Kers. 327. 331.
Wurtzen. Sa. Qp. 364.
Wurzbach. Frankenw. Kers. 329.
Xonrupt b. Gerardmer. Granitp. 291.
Ynfiesto. Astur. Dioritp. 335.
York Cty. Pa. Dia. 204.
Yporanga. S. Paulo. Brasil. Syenitp. 296. 297.
Yurac b. Arequipa. And. And.-Tuff 693.
Zar. Bö. Mel. 514.
Zdabor b. Przibram. Bö. Dio. 107.
Zehner-Rücken. Tyr. Labradorp. 498.
Zermanitz. Oesterr. Tesch. 216.
Ziegenhain. Hess. Limb. 818.
Ziegenkopf. Harz. Kerat. 438. 439.
Ziegenkopf b. Schackau. Rhön. Phon. 611.
Ziegenrücken. Bö. Mbas. 808.
Ziegenstück. Vogelsb. Nbas. 797.
Zittau. Lausitz. Phon. 611. 621. 624. — Bas. 739.
Zoronino. Balkan. Augitp. 506.
Zschoppau. Sa. Lampr. 320. 329.
Zwickau. Mel. 489. 513. — Ntephr. 768.
Zwieselstein. Dioritp. 460.
Zwölfer-Rücken. Tyr. Labradorp. 498.
Zwota. Sa. Lampr. 329. — Mbas. 809.

Erklärung der Tafeln.

Tafel I.

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Structur. Granitit von Hertwigsdorf. Vergr. 1 : 12.
Fig. 2. Kataklasstructur. Granitit aus der Darial-Schlucht, Caucasus. Vergr. 1 : 12. + Nic.
Fig. 3. Kataklasstructur. Granitit von Mombeja, Portugal. Vergr. 1 : 12. + Nic.
Fig. 4. Hochgradige Kataklasstructur. Fibbia-Granit. Vergr. 1 : 12. + Nic.

Tafel II.

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Structur. Olivingabbro von Mount Addison. N. H. Vergr. 1 : 12. // Nic.
Fig. 2. Dynamometamorphe Mäntel um die eisenhaltigen Gemengtheile in Gabbro von Moss. Norwegen. Vergr. 1 : 12.
Fig. 3. Ophitische Structur. Diabas von Billingen, Schweden. Vergr. 1 : 12. + Nic.
Fig. 4. Gabbroähnliche Structur an Olivindiabas von Skrykarhyttan, Nerike, Schweden. Vergr. 1 : 12.

Tafel III.

Fig. 1. Panidiomorph-körnige Structur. Kersantit von Markirch. Vergr. 1 : 12.
Fig. 2. Holokrystallin-porphyrische Structur. Mikrogranitischer Quarzporphyr von Halle a. S. Vergr. 1 : 24. + Nic.
Fig. 3. Porphyroid vom Steimel bei Schameder. Vergr. 1 : 15.
Fig. 4. Porphyroid vom Bielstein bei Olpe. Vergr. 1 : 15.

Tafel IV.

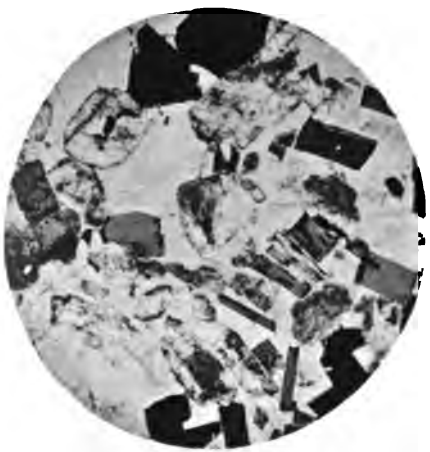
Fig. 1. Hyalopilitische Structur. Augitporphyrit vom Weiselberg bei Oberkirchen. Vergr. 1 : 12.
Fig. 2. Intersertalstructur. Augitporphyrit. Serra Jurea, S. Paulo, Brasilien. Vergr. 1 : 12. + Nic.
Fig. 3. Navitstructur. Melaphyr von Hoppstädten, Birkenfeld. Verg. 1 : 12.
Fig. 4. Sphärolith mit pseudopodienähnlichen Fortsätzen. Liparit von Kremnicka. Vergr. 1 : 24.

Tafel V.

Fig. 1. Lagenstructur an Liparit von Telkibanya. Vergr. 1 : 12.
Fig. 2. Trachytstructur. Trachyt aus den phlegräischen Feldern. Vergr. 1 : 15. + Nic.
Fig. 3. Structur der nephelinitoiden Phonolithe. Phonolith vom Brüxer Schlossberg. Böhmen. Vergr. 1 : 15.
Fig. 4. Vitrophyrische Structur. Biotit-Hypersthen-Andesit vom Karatash bei Smyrna. Vergr. 1 : 12.

Tafel VI.

Fig. 1. Hypidiomorph-körnige Structur am Basalt von der Löwenburg im Siebengebirge. Vergr. 1 : 12.
Fig. 2. Holokrystallin-porphyrische Structur mit panidiomorph-körniger Grundmasse. Basalt vom Petersberg im Siebengebirge. Vergr. 1 : 15.
Fig. 3. Hypokrystallin-porphyrische Structur am Basalt vom Finkenberg bei Bonn. Vergr. 1 : 12.
Fig. 4. Palagonit von Seljadalr, Island. Vergr. 1 : 12.



1

2

3

4

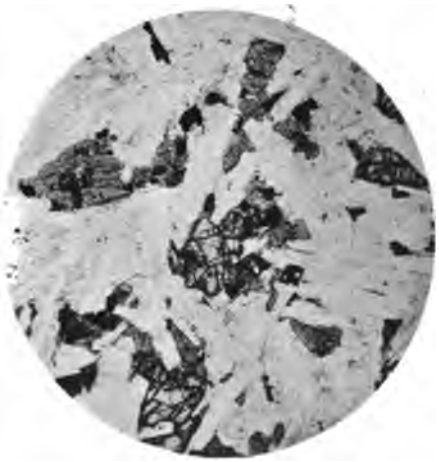
Mikrophotogramme von F. Schmidt — Karlsruhe.

UNIVERSITY

1

2

3



4

Mikrophotogramme von F. Schmidt — Karlsruhe.

UNIVERSITY

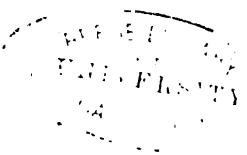
1

2

3

4

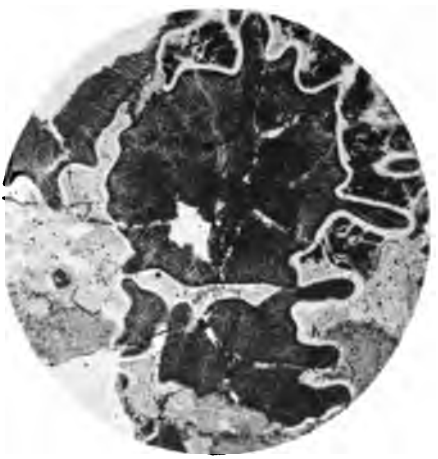
Mikrophotogramme von F. Schmidt — Karlsruhe.



1

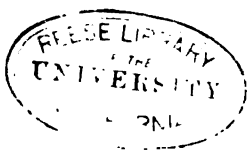
2

3

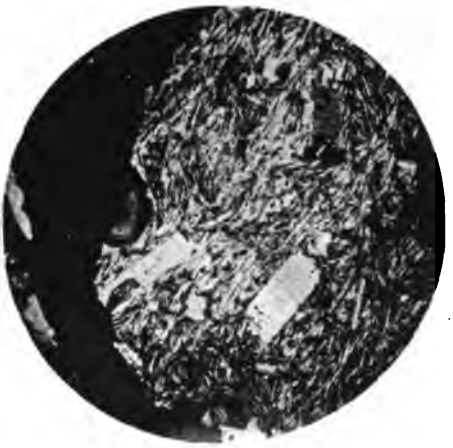


4

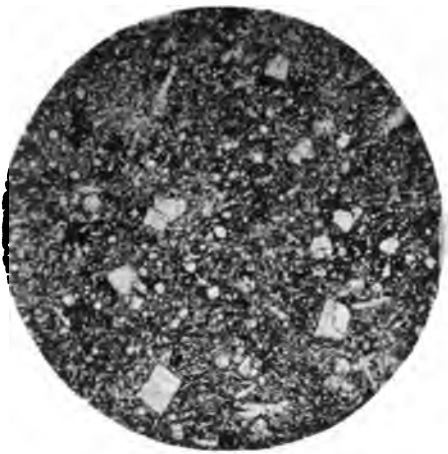
Mikrophotogramme von F. Schmidt — Karlsruhe.


FREESE LIBRARY
THE
UNIVERSITY

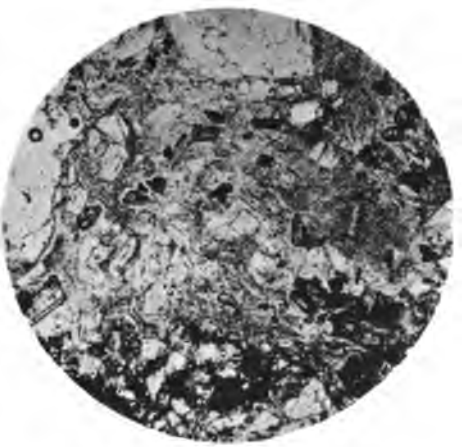
1



2



3

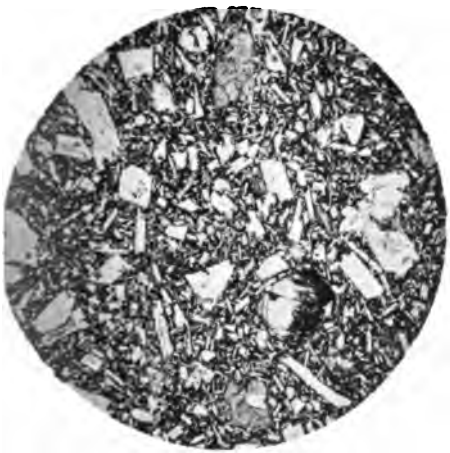


4

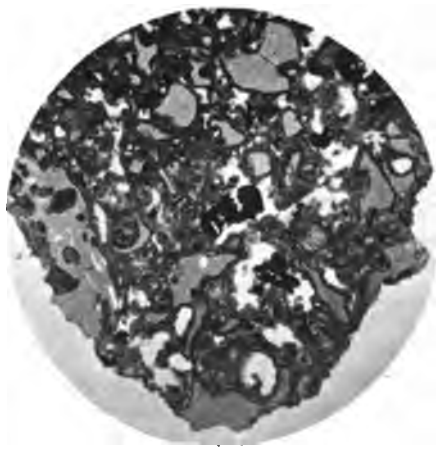
Mikrophotogramme von F. Schmidt — Karlsruhe.

1

2



3



4

Mikrophotogramme von F. Schmidt — Karlsruhe.

UNIVERSITY

RETURN TO ⟶ EARTH SCIENCES LIBRARY
230 Earth Sciences Bldg. 642-2997

LOAN PERIOD 1 **14 DAYS**	2	3
4	5	6

ALL BOOKS MAY BE RECALLED AFTER 7 DAYS
Books needed for class reserve are subject to immediate recall

DUE AS STAMPED BELOW

SEP 2 8 1985

UNIVERSITY OF CALIFORNIA, BERKELEY
FORM NO. DD8, 6m, 4'77 BERKELEY, CA 94720

YC 29294
GENERAL LIBRARY - U.C. BERKELEY
B000813891